Grigore Posea Iuliana Armaș

911
P86

geografie fizică

TERRA ▪ CĂMIN AL OMENIRII ȘI SISTEMUL SOLAR

III 253. 258

BIBL. CENTR. UNIV.
„M. EMINESCU" IAŞI
III 253.858

BCU IAŞI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Grigore Posea & Iuliana Armaş

geografie fizică

BCU IAŞI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Coperta: Mircea Dumitrescu

Redactori: Iuliana Armaş, Dan Ghinea

Tehnoredactare computerizată: Iuliana Armaş

Ilustraţia şi cartografia: Iuliana Armaş

BCU IAŞI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

P86

Grigore Posea *Iuliana Armaş*

geografie fizică

TERRA – CĂMIN AL OMENIRII ŞI SISTEMUL SOLAR

281332
B.C.U. IASI

15584

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

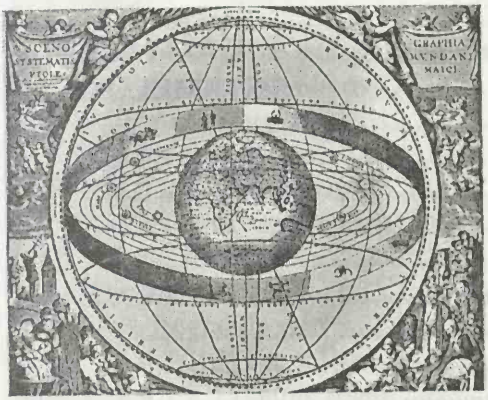
Editura Enciclopedică
Bucureşti – 1998

911.2
Geografie fizică

28.01.1999
B.C.U. „M. EMINESCU"
- IAŞI -
acu 816.121

ISBN 973-45-0260-3

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

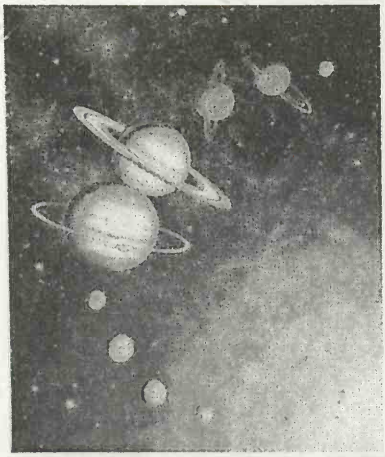


Cuprins

Partea I
DESPRE OBIECT, ISTORIC, TEORIE ŞI METODOLOGIE GEOGRAFICĂ

1. Despre locul geografiei fizice în concepţia actuală (Iuliana Armaş) 11
1.1. Importanţa studiului geografiei fizice 12
1.2. Legătura geografiei fizice cu alte ştiinţe 13
1.3. Subramurile geografiei fizice 13
2. Definirea geografiei şi a geografiei fizice (Grigore Posea) 14
3. Istoricul dezvoltării geografiei (Grigore Posea) 20
3.1. Antichitatea greco-romană 20
3.2. Etapa medievală 21
3.3. Etapa Renaşterii 22
3.4. Etapa geografiei moderne 24
3.4.1. Secolele XVII–XVIII 24
3.4.2. Secolele XVIII–XIX 24
3.4.3. Sfârşitul secolului al XIX-lea şi secolul XX 26
3.5. Dezvoltarea geografiei după cel de-al doilea război mondial 28
3.5.1. Cuantificarea geografiei 29
3.5.2. Ecologizarea geografiei 34
3.5.3. Abordarea sistemică 37
3.5.4. Concluzii 38
3.6. Dezvoltarea geografiei în România 40
4. Geografia şi teoria sistemelor (Grigore Posea, Iuliana Armaş) 45
5. Elemente ale teoriei fizico-geografice: noţiuni, categorii, ipoteze, legi, teorii (Iuliana Armaş) 53
6. Metode, principii, procedee şi mijloace de cercetare în geografie fizică (I. Armaş) 55
6.1. Metode ale cercetării geografice 57
6.2. Principiile cercetării geografice 60
6.3. Procedee şi mijloace de cercetare geografică 61

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY



CUPRINS

Partea a 2-a
SISTEMUL SOLAR

1. Definiţii (Grigore Posea, Iuliana Armaş) 63
1.1. Istoricul planetologiei 63
2. Caractere generale 66
2.1. Universul (Iuliana Armaş) 66
2.1.1. Originea elementelor 67
2.1.2. Structura Universului 70
2.1.2.1. Dezvoltarea concepţiilor despre originea Universului 72
2.2. Sistemul solar (Grigore Posea, Iuliana Armaş) 76
2.2.1. Caracterul de sistem 80
2.2.1.1. Orbitele şi mărimea planetelor 81
2.2.2. Mişcarea planetelor 85
2.2.2.1. Revoluţia 85
2.2.2.2. Mişcarea de rotaţie 87
2.2.2.3. Mareele 89
2.2.3. Energia termică a corpurilor planetare (Iuliana Armaş) 91
3. Principalele ipoteze cu privire la formarea sistemului solar (Iuliana Armaş) 92
3.1. Ipoteza lui Buffon (1747) 92
3.2. Ipoteza lui Immanuel Kant (1755) 92
3.3. Ipoteza lui Laplace (1796) 92
3.4. Ipoteza lui James Jeans (1916) 93
3.5. Ipoteza lui Otto I. Schmidt (1943) 93
3.6. Ipoteze actuale 93
4. Structura şi dinamica planetelor telurice (Iuliana Armaş, Grigore Posea) 96
4.1. Originea atmosferelor planetare 98
5. Condiţii de viaţă – principiul antropic (Iuliana Armaş) 100
5.1. Principiul antropic 101
5.1.1. Necesitatea formulării principiului antropic 101
5.1.2. Ce este principiul antropic? 102
5.1.3. Argumente în favoarea principiului antropic 103
5.1.4. Proprietăţile Universului din perspectiva principiului antropic 106
6. Soarele (Grigore Posea) 108
6.1. Caractere generale 108
6.1.1. Istoricul cercetărilor 111

6.2. Structura internă; cauze şi consecinţe 113
6.2.1. Nucleul 116
6.2.2. Învelişul de transport radiativ 116
6.2.3. Învelişul convectiv 116
6.2.4. Atmosfera solară 118
6.2.4.1. Fotosfera 118
6.2.4.2. Cromosfera 120
6.2.4.3. Coroana solară 121
6.3. Vântul solar 129
6.4. Dinamica solară 130
6.4.1. Regiunile active 130
6.4.1.1. Petele solare 130
6.4.1.2. Erupţiile solare 131
6.4.2. Ciclurile solare 132

PLANETELE INTERIOARE

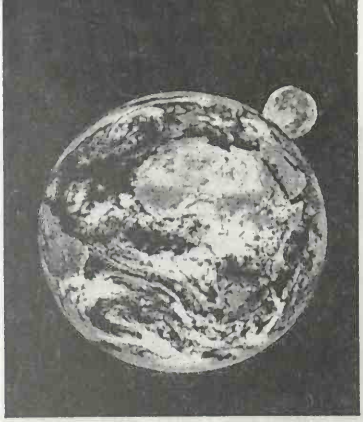
7. Mercur (Iuliana Armaş) 134
7.1. Caractere generale 134
7.2. Vârsta şi evoluţia planetei 136
7.3. Relieful 136
8. Venus (Iuliana Armaş) 141
8.1. Caractere generale 141
8.2. Vârsta şi evoluţia planetei 143
8.3. Atmosfera 145
8.4. Relieful 148
9. Terra (Grigore Posea, Iuliana Armaş) 150
9.1. Caractere generale 150
9.2. Structura internă, compoziţia fizică şi chimică a Terrei 153
9.3. Structura învelişului solid (litosfera) 157
9.3.1. Relieful 159
9.4. Atmosfera 160
9.4.1. Compoziţia şi structura atmosferei terestre 160
9.4.2. Fenomene radiative solare şi telurice în atmosferă 163
9.4.3. Mişcările atmosferei 166
9.4.3.1. Vânturile 168
9.4.4. Formaţiunile noroase 171
9.5. Hidrosfera 172
9.5.1. Cuplul ocean – atmosferă 175
9.6. Sistemul Pământ – Lună (Iuliana Armaş) 184
9.6.1. Caractere generale 184
9.6.2. Ipoteze asupra originii Lunii 184
9.6.3. Mişcările Lunii 186
9.6.3.1. Fazele Lunii 188

9.6.3.2. Eclipsele 190
9.6.4. Evoluţia şi structura Lunii 198
9.6.5. Relieful selenar 199
10. Marte (Iuliana Armaş) 200
10.1. Caractere generale 200
10.2. Vârsta şi evoluţia planetei 202
10.3. Atmosfera 204
10.4. Relieful 206
10.5. Sateliţii planetei Marte 209
11. Centura de asteroizi 210

PLANETELE EXTERIOARE

12. Jupiter (Iuliana Armaş) 211
12.1. Caractere generale 211
12.2. Geneza planetei 214
12.3. Atmosfera 214
12.4. Inelele şi sateliţii lui Jupiter 217
12.4.1. Io 219
12.4.2. Europa 220
12.4.3. Ganimede 220
12.4.4. Callisto 221
13. Saturn (Iuliana Armaş) 221
13.1. Caractere generale 221
13.2. Atmosfera 223
13.3. Inelele şi sateliţii planetei Saturn 224
13.3.1. Enceladus 227
13.3.2. Iapet 227
13.3.3. Titan 227
14. Uranus (Iuliana Armaş) 229
14.1. Caractere generale 229
14.2. Atmosfera 230
14.3. Inelele şi sateliţii planetei Uranus 231
15. Neptun (Iuliana Armaş) 232
15.1. Caractere generale 232
15.2. Atmosfera 234
15.3. Inelele şi sateliţii planetei Neptun 234
16. Pluto (Iuliana Armaş) 236

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Partea a 3-a
PLANETA VIE

1. Ipoteza Gaia – paradigma erei moderne (Iuliana Armaş) 238
2. Mişcările Terrei (Iuliana Armaş, Grigore Posea) 240
2.1. Mişcarea de revoluţie 243
2.1.1. Iluminarea Globului 247
2.2. Mişcarea de rotaţie 248
2.2.1. Consecinţele mişcării de rotaţie 250
2.2.2. Aprecierea timpului 251
2.2.2.1. Durata zilelor calendaristice pe Glob 253
3. Forma şi dimensiunile Pământului (Grigore Posea, Iuliana Armaş) 253
3.1. Forma de sferă 253
3.1.1. Argumente în favoarea sfericităţii 254
3.2. Elipsoidul de rotaţie 256
3.3. Forma de geoid 258
3.4. Geoidul pară 259
3.5. Forma Pământului – o problemă de timp 260
3.6. Orizontul aparent şi orizontul local geografic 260
3.7. Cercurile pe Glob: cercuri mari, cercuri mici; meridiane şi paralele 264
4. Energetica Pământului (Grigore Posea) 267
4.1. Gravitaţia 268
4.1.1. Variaţia gravitaţiei pe verticală şi în suprafaţă 269
4.1.2. Variaţiile normale ale gravitaţiei şi forma Pământului 271
4.1.3. Echilibrul izostatic şi relieful terestru 271
4.1.4. Variaţiile gravitaţiei în timp 273
4.1.5. Gravitaţia şi mareele 274
4.1.5.1. Mareele hidrosferei 274
4.1.5.2. Mareele terestre 280
4.1.5.3. Mareele atmosferei 281
4.2. Presiunea din interiorul scoarţei 281
4.2.1. Presiunea litostatică 281
4.2.2. Stresul 283
4.3. Magnetismul terestru 283
4.3.1. Paleomagnetismul 287
4.3.2. Magnetosfera 288
4.4. Electricitatea terestră 291

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI

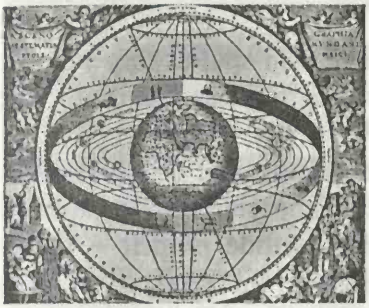
4.4.1. Curenţii telurici 291
4.4.2. Electricitatea atmosferei 293
4.4.2.1. Radiaţia solară – sursă a energiei atmosferice 293
4.4.2.2. Impactul radiaţiilor solare cu aerul 294
4.4.2.3. Ionizarea 295
4.4.2.4. Ozonul atmosferic (Iuliana Armaş) 297
4.4.2.5. Câmpul aeroelectric 307
4.4.2.6. Descărcările electrice bruşte şi lente 308
4.4.2.7. Rolul câmpului aeroelectric şi al aeroionilor pentru mediul de viaţă 309
4.5. Energia seismică – cutremurele de pământ (Iuliana Armaş) 311
4.5.1. Elementele fizice ale cutremurelor 312
4.5.2. Tipuri de seisme 316
4.5.3. Intensitatea şi magnitudinea cutremurelor 316
4.5.4. Distribuţia geografică a seismelor 318
4.5.5. Seismicitatea în România (Gr. Posea) 320
4.5.5.1. Fenomene asociate cutremurului din 4 martie 1977 322
4.5.5.2. Cutremurele normale 324
4.5.6. Riscul seismic (I. Armaş) 327
5. Medii naturale pe Glob (Gr. Posea, I. Armaş) 331

MEDII EXTRATROPICALE

5.1. Mediile reci (Gr. Posea) 332
5.1.1. Caractere generale şi deosebiri 332
5.1.2. Mediul polar antarctic 335
5.1.3. Mediul periglaciar şi oceanic antarctic 336
5.1.4. Mediul polar arctic 337
5.1.5. Mediul de tundră 340
5.2. Mediile temperate (Gr. Posea) 343
5.2.1. Caractere climatice generale 343
5.2.2. Tipuri de climate temperate 345
5.2.3. Tipuri de mediu geografic temperat 349
5.2.3.1. Mediul taigalei sau al pădurii boreale 349
5.2.3.2. Mediul pădurilor de foioase (şi de amestec) 352
5.2.3.3. Mediul montan al regiunilor temperate 358
5.2.3.4. Mediile de prerie şi stepă 361
5.2.3.5. Mediul mediteranean 368

MEDII INTERTROPICALE

5.3. Mediul tropical uscat (de deşert şi semideşert) (I. Armaş) 376
5.4. Mediul de savană – tropical, cu două sezoane (I. Armaş) 379
5.5. Mediul ecuatorial (I. Armaş) 381
6. Omul şi planeta sa (Gr. Posea) 385
Bibliografie 388



Partea 1

DESPRE OBIECT, ISTORIC, TEORIE ŞI METODOLOGIE GEOGRAFICĂ

Nimic nu este mai folositor decât studiul geografiei spre a deştepta sănătoasa judecată a omului.

Immanuel Kant
(1724–1804)

1. Despre locul geografiei fizice în concepţia actuală

Geografia, în ansamblul ei, reprezintă una dintre formele de cunoaştere ştiinţifică şi sistematică a lumii, în sens larg. Geografia fizică se ocupă cu studiul planetei Terra, sub două aspecte:

- *Terra ca sistem unitar – geosistemul* (structura, energia, evoluţia sa, geosferele naturale componente, dar şi raportul relaţiilor de integrare a omului în peisaj, pentru că geografia fizică nu poate face abstracţie de întrepătrunderea spaţială şi funcţională a sistemului natural cu cel social) *şi Terra ca parte a mediului extraplanetar care i-a dat naştere* (sistemul solar), între acesta şi Pământ având loc un intens schimb de energie şi materie – (geografia fizică în sens larg, sau chiar geografia generală);
- studiul mediului de la suprafaţa Pământului, unde a apărut şi există viaţă, mediul fizic ca suport pentru societatea umană (geografia fizică regională, în prezent geografia mediului, geoecologia sau ecogeografia).

De această planetă se ocupă integral, dar din alte unghiuri de vedere, şi mai ales parţial, şi alte ştiinţe (geologia, geofizica etc.), de aceea s-a conturat un grup de ştiinţe ale Terrei, numite *geoştiinţe* (*ge, gaea* – pământ, în limba greacă). În acest context, *geografia* studiază **mediul complex (natural şi social) de la suprafaţa terestră**. Ca *disciplină de informare* a publicului larg şi ca *disciplină didactică* introductivă, geografia fizică **sintetizează principalele cunoştinţe despre Terra ca un întreg şi ca parte a sistemului solar.**

Studiul mediului de la suprafaţa Terrei, dar şi al planetei ca întreg, se realizează prin intermediul cercetării elementelor sale componente, al fenome-

nelor şi proceselor (de obicei vizibile) ce se produc în spaţiul respectiv (şi care devin obiectul de studiu al unor discipline geografice specializate), dar şi *sub forma interrelaţiilor* dintre acestea.

Necesitatea evidenţierii interrelaţiilor dintre elementele şi fenomenele dispuse pe anumite spaţii, ca şi necesitatea cunoaşterii sistematice a elementelor în sine au condus la apariţia unei metode proprii – **harta tematică,** ce justifică faptul că geografia este, în primul rând, o *ştiinţă a observaţiilor de teren.*

Mediul de la suprafaţa Terrei mai este cunoscut şi sub numele de *mediu înconjurător*, ceea ce semnifică în fapt mediul de viaţă al omenirii, un mediu propice apariţiei şi dezvoltării vieţii în general. În acest mediu însă, *omul a devenit el însuşi un factor component tot mai important*, intrat în obiectul geografiei sub numele general de **antroposferă sau sociosferă**, de care se ocupă *geografia umană.*

1.1. Importanţa studiului geografiei fizice

Geografia are, între toate ştiinţele, rolul formativ dominant prin *perspectiva globală* pe care o oferă în înţelegerea fenomenelor particulare. Aceasta pentru că:

- Este ştiinţa care dă un răspuns la întrebarea *cine suntem pe acest Pământ şi ca parte a întregului Univers*: rezultatul unui proces evolutiv al „energiei de la materia grosieră la manifestările din ce în ce mai subtile ale conştiinţei, care se exprimă prin creierul uman" (Kalbermatten, 1979). Din materie s-a născut Terra, apoi natura, iar din natură s-a desprins omul, construindu-şi propriul său sistem, sociosfera. Etapa actuală este marcată de necesitatea reintegrării conştiente a sociosferei în suportul natural al existenţei sale, prin înţelegerea unităţii întregului Univers.
- Demonstrând unitatea lumii naturale şi unicitatea mediilor noastre de existenţă, aflate totodată într-un echilibru extrem de sensibil, geografia fizică *oferă soluţia supravieţuirii* într-o perioadă în care omul a devenit sclavul propriei sale creaţii: tehnologia.
- Geografia este ştiinţa care *ne localizează în spaţiu*, ne arată particularităţile şi individualitatea mediului în care trăim, învăţându-ne să respectăm frumuseţea şi individualitatea altor medii, ca parte a aceluiaşi întreg planetar care reacţionează în mod global la intervenţia noastră în peisaj.

1.2. Legătura geografiei fizice cu alte ştiinţe

În sens larg, geografia fizică este ştiinţa despre Pământ, dar Globul terestru constituie şi obiectul de studiu al unei întregi serii de alte ştiinţe independente, cum sunt: *geologia* (care în sens larg este tot ştiinţa despre Globul pământesc, iar în sens restrâns, reprezintă studiul alcătuirii şi al istoriei planetei), *geodezia* (studiază forma şi dimensiunile Terrei), *geofizica* (studiază proprietăţile fizice ale Pământului), *biologia, meteorologia* etc., cu care geografia fizică intră în strânsă interferenţă, sintetizând rezultatele parţiale ale acestor discipline într-o viziune globală şi interdependentă asupra mediului terestru.

Desprinzându-se, în Antichitatea greacă, din domeniul *filozofiei*, geografia recurge la legile generale ale ontologiei şi la diferitele categorii filozofice, mai ales la cele de spaţiu şi timp, determinism şi indeterminism, sau de continuitate şi discontinuitate. Din *ştiinţele exacte* (fizică, matematică, chimie), ea preia metodologia de lucru cantitativă şi diferite forme de reprezentare grafică, înţelegerea mecanismului circuitelor de materie şi energie între medii fizice. Prin intermediul *astronomiei*, geografia integrează Terra în cadrul de înţelegere a mediului ei exterior.

Complexitatea şi mărimea obiectului de studiu al geografiei fizice, care face indispensabilă preluarea şi operarea cu rezultatele obţinute din cercetarea celorlalte ştiinţe ale naturii, i-a determinat pe unii cercetători să nu o considere o ştiinţă independentă. Geografia fizică este văzută, mai ales în geografia americană, ca „baza fizică a geografiei, sau studiul combinat al mai multor ştiinţe despre Pământ, care ne dă o imagine generală a naturii mediului ce-l înconjoară pe om". Nu este o ramură distinctă a ştiinţei, ci o „grupare de principii fundamentale ale ştiinţelor naturii, alese cu scopul de a cuprinde în primul rând influenţele de mediu, care variază în diferite regiuni de la suprafaţa Pământului" (Strahler, 1973).

1.3. Subramurile geografiei fizice

În concepţia actuală, geografia fizică este ramura geografiei care studiază *geosistemul*, atât sub aspectul alcătuirii, al structurii şi al legităţilor care îl guvernează, cât şi sub acela al interacţiunii dintre componentele sale, al evoluţiei şi al diferenţierilor lui spaţiale, neputând face însă abstracţie de interacţiunea geosistemului cu societatea umană.

Cele două modalităţi de a aborda problematica învelişului fizic, la scară globală sau regională, au dus la individualizarea *geografiei fizice generale* şi a celei *regionale*, care oferă posibilitatea studierii fizico-geografice a ori-

cărei porţiuni de la suprafaţa terestră, de orice dimensiune şi în cadrul oricăror limite.

Totodată, geosistemul este consecinţa întrepătrunderii învelişurilor Pământului (hidrosferă, atmosferă, litosferă, biosferă), care pot fi studiate separat de *diferitele ramuri* ale geografiei fizice, atât în mod teoretic, general, cât şi regional, în funcţie de condiţiile lor locale de existenţă. Aceste ramuri au dezvoltat, la rândul lor, *subramuri* specifice, care manifestă aceeaşi tendinţă de subspecializare pe domenii din ce în ce mai restrânse, în paralel cu apariţia unor *discipline de graniţă* ce necesită o colaborare interdisciplinară.

Ramurile şi subramurile clasice ale geografiei fizice se referă la: climatologie, hidrologie (oceanografie, potamologie, limnologie, glaciologie), geomorfologie, biogeografie (fitogeografie, zoogeografie) şi pedogeografie.

2. Definirea geografiei şi a geografiei fizice

Există o multitudine de definiţii ale geografiei, situaţie similară şi în cazul altor ştiinţe. De exemplu, istoria este definită în 80 de moduri, admise relativ „oficial". Geografia este, în plus, o ştiinţă exhaustivă şi se interferează cu aproape toate domeniile cunoaşterii, dar în special *face legătura între ştiinţele naturii şi cele sociale*. De aceea, unghiul de a privi „ştiinţa Terrei" poate fi diferit. În prezent, cea mai sintetică dintre definiţii rămâne însă şi cea mai obiectivă şi de necontestat – **ştiinţa Pământului ca planetă a sistemului solar şi ca mediu de viaţă al omenirii**.

Reluăm în sinteză câteva dintre principalele definiţii date geografiei:

1. Definirea şi măsurarea formelor şi dimensiunilor Pământului, sau, „grafia feţei Pământului", respectiv „harta" (Eratostene, 276–194 î.Hr.).
2. Cadrul natural (în special relieful şi hidrografia), resursele naturale şi particularităţile etnice (Strabon, 63 î.Hr.–19 d.Hr., în „Geografia", 17 cărţi, cea mai importantă operă de geografie a Antichităţii).
3. Descrierea fizică a Universului, „Cosmosul", sau „ştiinţa ştiinţelor", în sens de sinteză despre Pământ şi Cosmos, pe baza rezultatelor altor ştiinţe şi în sensul că geografia este necesară oricui şi peste tot (Humboldt, 1769–1859).
4. Studiul Pământului ca o casă de educaţie a geniului omenesc, sau studiul relaţiei dintre om şi mediul său planetar (Ritter, 1779–1859).

5. Geografia este mama istoriei, iar istoria este geografia în mişcare (Napoleon Bonaparte, 1769–1821).
6. Geografia este ştiinţa prezentului explicată prin trecut, iar geologia este ştiinţa trecutului explicată prin prezent (Mackinder, 1861–1947).
7. Cunoaşterea regiunilor terestre (Hettner, 1859–1941).
8. Geografia studiază modul cum legile fizice şi biologice care domină Globul se combină şi se modifică pe diverse părţi ale suprafeţei terestre (Vidal de la Blache, 1845–1918).
9. Studiul repartiţiei la suprafaţa Globului, a fenomenelor fizice, biologice şi umane, cauzele acestei repartiţii şi raporturile fizice ale acestor fenomene (De Martonne, 1873–1955).
10. Ştiinţa despre Pământ sau ştiinţa care cercetează relaţia dintre masele celor patru învelişuri planetare, atât din punct de vedere static (formă, dimensiune, poziţie), cât şi din punct de vedere dinamic (direcţie, intensitate, ritm). Ştiinţa care descrie relaţiile (statice şi dinamice) dintre masele în care s-a diferenţiat materia celor patru învelişuri planetare (Mehedinţi, 1869–1962).
11. Ştiinţa totală a spaţiului umanizat (...), ştiinţa raporturilor care condiţionează, la un moment dat, viaţa şi relaţiile grupurilor umane (George,1950).
12. Ştiinţa despre asocierea în spaţiu a fenomenelor fizice, biologice, sociologice, economice şi politice ale lumii (Schmithenner, 1954).
13. Studiul suprafeţei terestre ca sferă de interferenţă a învelişurilor, sau a „complexelor geografice" de la suprafaţa Terrei (Hamelin, 1964).
14. Ştiinţa de sinteză a celor două grupe de ştiinţe reale: ştiinţele naturale şi cele sociale (îndeplinind astfel o funcţie unică în cadrul general al ştiinţei) (Maros de L'oro, 1960).
15. Ştiinţa dualistă care abordează suprafaţa terestră şi activităţile umane în cadrul acestei suprafeţe (Hartshorne, 1961).
16. Întregul teritorial de la localitate la planetă (Mihăilescu, 1890–1978).
17. Studiul diferenţierilor şi al organizării suprafeţei Pământului (George,1962).
18. Geografia studiază organizarea lăuntrică, naturală şi cea impusă de om, a mediului de la exteriorul solid al Terrei, sau spaţiul terestru ca un sistem dinamic unitar (geografia generală) (Posea, „Geografia de la A la Z", 1986). Ştiinţa care abordează cu precădere mediul terestru (peisajul), inclusiv folosirea şi organizarea lui de către om, dar sintetizează documentat şi problemele privind Pământul ca întreg şi

învelişurile sale externe (1974). Ştiinţa despre Pământ ca planetă a sistemului solar (mediul exterior solar şi planetar, caractere proprii, formă, elemente, structură, energie, dinamică), aprofundând însă variaţia structurală *a spaţiului suprafeţei terestre* şi evoluţia sa în timp, influenţa convergentă a diferitelor circuite de materie şi tipuri de energii (interne, externe şi proprii), precum şi influenţa omului (Posea, 1974).

19. Ştiinţa care are ca obiect descrierea Terrei (gr. – *ge* este pământ şi *graphein* înseamnă descriere). *Geografia fizică* este partea geografiei care studiază aspectul actual al suprafeţei Globului. *Geografia economică* (...) studiază resursele solului şi subsolului, producerea lor, distribuţia şi consumul acestora. *Geografia umană* (...) are ca obiect studiul tuturor aspectelor terestre rezultate din activitatea omului („Grand Larousse", 1966).
20. Ştiinţa care studiază Pământul sub aspectul fenomenelor ce se desfăşoară înăuntrul învelişului geografic şi al activităţii omeneşti, al producerii şi reproducerii lucrurilor necesare întreţinerii şi dezvoltării populaţiei (...), se subdivide în: geografie generală (a planetei întregi) şi geografie regională (a regiunilor de diferite întinderi); geografie fizică (studiază elementele naturale ale învelişului geografic) şi geografie economică (interacţiunea dintre factorii fizico-geografici şi cei social-economici, repartiţia teritorială a producţiei, condiţiile şi particularităţile ei de dezvoltare); geografie umană sau antropogeografie şi geografia animalelor sau zoogeografia etc.; geografia lingvistică este o *metodă* de cercetare a fenomenelor de limbă prin stabilirea, pe bază de hărţi lingvistice, a ariilor lor de răspândire („Dicţionar Enciclopedic", vol. II, 1996).
21. Studiul global al lumii în care trăim: natura, raporturile oamenilor cu natura, raporturile oamenilor între ei (sinteză din diferite manuale).
22. Ştiinţa sistemelor spaţiale terestre, a legilor de dezvoltare şi de autocoordonare a acestora.

Definiţiile ar putea continua. Se observă însă că majoritatea lor se referă, în privinţa obiectului de studiu, fie la **Terra** (sub forma unei *sinteze* prin care această planetă prezintă importanţă pentru om, inclusiv sub aspect cultural), fie se limitează la *geosferele „externe"*, fie la *mediile de la suprafaţa Pământului (ecosfera)*, fie la *raporturile om – natură*. Diferenţele provin din faptul că Terra în sine, dar mai ales diferitele sale geosfere sau elemente sunt abordate şi de multe alte discipline. Geografia însă a rămas *ştiinţa despre Pământ*, atât în şcoală, cât şi în *educaţia şi cultura generală* a oricărui om.

Geografia fizică *aprofundează concret*, prin cercetări şi metode proprii, **studiul „mediului geografic"**, şi al unor părţi[1] din geosferele care contribuie la realizarea acestui mediu (relief, climă, apă, sol etc.).

Un alt aspect al geografiei este **studiul raporturilor om – mediu**, mergând până la *economie, poluare* sau *geopolitică*. De aici rezultă *definiţiile restrictive* formulate de anumiţi geografi specializaţi pe un anumit domeniu.

Amintim, în consecinţă, **unele definiţii ale mediului** preluate din trei dicţionare, dar şi alte definiţii, vehiculate mai mult sau mai puţin frecvent.

1. Mediul geografic este ansamblul de caracteristici fizice care influenţează existenţa vieţuitoarelor de la suprafaţa Terrei („Grand Larousse", 1966).
2. Mediul (geografic) reprezintă totalitatea condiţiilor (relief, climă, fiinţe etc.) în care trăiesc organismele; complex teritorial în care se îmbină elementele de relief, structura geologică şi resursele de subsol, apele şi condiţiile de climă, solul, vegetaţia şi fauna, şi care constituie cadrul natural de desfăşurare a vieţii materiale a societăţii omeneşti; reprezintă baza naturală a procesului de producţie şi a diviziunii sociale a muncii, favorizând dezvoltarea societăţii („Mic Dicţionar Enciclopedic", 1972).

3.a. Mediul este spaţiul ce înconjoară fiinţele vii şi cu care acesta realizează un schimb permanent de materie şi energie, făcându-le mai mult sau mai puţin dependente de el.

b. Mediul înconjurător reprezintă ambianţa omului localizată la suprafaţa Pământului. Are o anume alcătuire, organizare, structură şi funcţionare, rezultate din fluxurile energetice şi materiale naturale şi antropice ce leagă cele trei subsisteme principale: neviu, viu, uman, în cadrul unui nou înveliş al Pământului, numit de unii cercetători *ecosferă* (Posea „Geografia de la A la Z", 1986).

c. Mediul geografic este spaţiul natural amenajat ce înconjoară fiinţele şi societatea umană, asupra căreia el acţionează. Componentele sale, climatice, biologice, hidrologice, edafice, economice, politice, psiho-sociologice etc., au repercusiuni asupra stării şi comportamentului grupurilor umane (Posea „Geografia de la A la Z", 1986).

---

[1] Disciplinele geografice **sintetizează în plan orizontal** (la suprafaţa Terrei) rezultatele altor ştiinţe, ce se ocupă cu aceeaşi geosferă, **analizată însă în plan vertical** (relieful litosferei şi nu litosfera, clima atmosferei şi nu atmosfera etc.).

d. Peisajul geografic este un tip sintetic de mediu, care ocupă o porțiune restrânsă a învelișului geografic (există și numeroase alte definiții care apar sintetizate în „Geografia de la A la Z", 1986).

e. Definirea *juridică* a mediului o preluăm de la un jurist francez, Michel Prieur („Droit de l'Environnement", 1991), care afirmă că noțiunea de mediu înconjurător este o *noțiune-cameleon*, care cunoaște nenumărate valențe și este folosită cu înțelesuri diferite de naturaliști, economiști, juriști, politicieni etc. Diversitatea în apreciere s-a accentuat în etapa actuală, datorită sensibilizării opiniei publice în privința imperativului protecției mediului. Această tendință spre diversificare a condus la abordări separate pe elemente ale mediului, deși el este în realitate un tot unitar.

La nivelul Comunității Europene, mediul înconjurător reprezintă ansamblul elementelor care, în complexitatea relațiilor lor, constituie cadrul vieții oamenilor, așa cum există și cum este el perceput (Uliescu, 1998).

Convenția de la Lugano (1993) a Consiliului Europei insistă în mod explicit mai ales asupra elementelor de mediu:

- resursele naturale abiotice și biotice, cum sunt aerul, apa, solul, fauna și flora, precum și interacțiunile între acești factori;
- bunurile care compun moștenirea culturală;
- aspectele caracteristice ale peisajului.

Dreptul italian așază pe primul plan în definirea mediului motivația conservării lui. „Mediul înseamnă conservarea, gestionarea rațională și ameliorarea condițiilor de mediu natural (aer, apă, sol etc.), existența și conservarea patrimoniului genetic terestru și acvatic, a tuturor speciilor vegetale și animale, care viețuiesc în mod natural în acest mediu, și, în fine, ființa umană cu toate manifestările sale" (Uliescu, 1998).

În aceeași concepție se mai afirmă însă că „mediul este un *bun material unitar*, cu diferitele sale componente (...), dar toate în ansamblul lor constituie o unitate. El este protejat deoarece este o condiție care definește calitatea vieții, constituind habitatul natural în care omul trăiește și acționează, fiind absolut necesar colectivității umane."

f. Din Legea pentru protecția mediului (nr. 137/1995) din România, citățm următoarea definiție: „mediul este ansamblul de condiții și elemente naturale ale Terrei – aerul, apa, solul și subsolul, toate

straturile atmosferice, toate materiile organice şi anorganice, precum şi fiinţele vii, sistemele naturale în interacţiune, cuprinzând elementele enumerate anterior, inclusiv valorile materiale şi spirituale" (anexa la lege). Definiţia este însă destul de confuză şi lipsită de o elaborare adecvată din care să rezulte cu claritate unitatea mediului, interdependenţele dintre elementele ce îl compun şi rolul său pentru calitatea vieţii umane (pentru care a fost elaborată de fapt această lege).

*
* *

Urmărind **definirea restrânsă a geografiei fizice**, ne oprim la doi celebri autori de cursuri:

1. În 1959, Kalesnic definea geografia fizică astfel: „studiul suprafeţei terestre ca un sistem unic, sau în înţeles de înveliş complex, înveliş landşaftic, sferă geografică, înveliş geografic, mediu geografic, geochoră".
2. În 1965, geograful francez Birot scria: geografia fizică reprezintă „studiul epidermei unei existenţe unice – Terra. Este vorba de peisajele naturale, dinaintea intervenţiei omului, realizate pe o scară cronologică complet diferită de cea a vieţii umane. Peisajele actuale sunt numai un moment dintr-o evoluţie continuă, de-a lungul căreia relieful se modifică, nivelul mării scade sau se ridică, clima se schimbă şi, o dată cu ea, vegetaţia, dezagregarea rocilor etc. Aceste modificări se repetă oarecum în cicluri aproape închise, de câteva zeci de milioane de ani. Explorarea geografică reţine din trecut numai ceea ce explică prezentul".

În exemplele alese, obiectul geografiei fizice este definit, într-un fel sau altul, *ca mediu al suprafeţei terestre.* Acesta este, într-adevăr, *obiectul de cercetare, de analiză şi de studiu concret al geografilor.* Dar geografia a fost şi rămâne ştiinţa generală a Pământului şi acest aspect se poate vedea din majoritatea manualelor preuniversitare. De aceea, pare necesar a fi subliniată existenţa unei distincţii între *geografia fizică regională* (studiul separat al geosferelor, care este sintetizat în plan orizontal, la suprafaţa terestră, sub aspectul reliefului, al climei etc.) şi *geografia fizică în sens larg (generală),* ce pune accent pe problemele generale ale Terrei ca întreg, mergând până la mediul terestru şi raporturile sale cu omul. Din acest punct de vedere, conceptele concrete de abordare sunt însă destul de diferite de la

o țară la alta, dar și de la un autor la altul. Uneori, însăși tratarea conținutului diferă față de definiția propusă de unul și același autor.

3. Istoricul dezvoltării geografiei

Urmărind evoluția în timp a acestei științe, înțelegem mai bine poziția geografilor vremii față de obiectul lor de studiu, definit variat în funcție de limitările științifice ale timpurilor.

3.1. Antichitatea greco-romană

Numele de geografie apare pentru prima dată în Antichitate, la *Eratostene* (grec din Alexandria, cca 276–194 î.Hr.). Acesta a dat geografiei sensul de *geografie matematică,* determinând desprinderea ei din cadrul filozofiei. Obiectul ei de studiu se referea la problematica legată de definirea și măsurarea formei și a dimensiunilor Pământului („Comentarii geografice").

Înainte de Eratostene se adunaseră deja o serie de cunoștințe geografice, sumare, fie sub forma unor descrieri de locuri, fie ca observații privind unele fenomene, denumiri de țări și popoare, chiar hărți (în special în Egipt, Fenicia, Caldeea). Toate aceste cunoștințe răspundeau unei necesități umane practice, care se menține până astăzi, aceea de **a se localiza și a se deplasa în spațiul terestru.**

Pe baza datelor acumulate se încheagă, în sec. VI–V î.Hr., **un început de știință geografică** pe malurile Mării Ionice, ai cărei promotori sunt *Anaximandru* (cca 610–546 î.Hr., naturalist și filozof, reprezentant al Școlii din Milet) și *Hipocrat* (din Kos, cca 460–375 î.Hr., părintele medicinei, care a evidențiat importanța mediului fizic în apariția bolilor, dar și rolul acestuia în vindecarea lor). Tot un grec, stabilit însă în Italia, *Pitagora* (cca 570–496 î.Hr.), este întemeietorul *școlii matematico-filozofice pitagoreice.* Această școală introduce metoda astronomică, ce ridică geografia la rang de știință (mai ales în Italia meridională). Se ajunge astfel la **ideea sfericității Pământului,** apoi se deduce divizarea suprafeței terestre în zone climatice diferite, existența anotimpurilor etc.

Aristotel (384–322 î.Hr.), cel care a pus bazele mai multor discipline, schițează în lucrarea sa „Meteorologia" primele capitole de **geografie fizică,** în care apar date referitoare la mediul Mediteranei. Eforturile lui sunt continuate de *Eratostene,* care pune bazele **geografiei matematice,** și de *Hiparh* (cca 190–125 î.Hr.), cel mai mare astronom al Antichității greco-romane, care a

determinat durata anului solar, a aplicat Globului diviziunea de 360°, a introdus noţiunile de **longitudine şi latitudine** şi a elaborat **teoria climatelor**. *Posidonius* (136–51 î.Hr.) dezvoltă interesul pentru zonele geografice, mişcările scoarţei terestre şi atrage atenţia asupra Oceanului Planetar.

În paralel cu această **geografie generală**, fondată pe geometrie, fizică şi astronomie, se dezvoltă (în sec. II î.Hr.) şi o *geografie descriptivă*, bazată pe observaţii şi explorări, numită **chorografie,** care avea drept obiect de studiu *oikumena* (teritoriile locuite cunoscute). Promotorii acestei direcţii geografice regionale au fost *Polibiu* (203–120 î.Hr. – scrie o istorie universală în 40 de cărţi) şi *Strabon*. Acesta din urmă (grec, originar din Pont, nordul Asiei Mici, cca 63 î.Hr.–19 d.Hr.), este autorul celei mai importante opere geografice a Antichităţii, „Geographia" (17 cărţi), în care evidenţiază mai ales trăsăturile esenţiale ale reliefului şi ale hidrografiei. Scopul său este de a reda cadrul natural care defineşte particularităţile etnice şi resursele naturale, privite ca factori ai istoriei. Strabon devine astfel un precursor al *geografiei umane*. În cărţile sale se găsesc referiri şi la teritoriile locuite de daci.

În primul secol al erei creştine au fost scrise chiar *manuale de geografie*, în greacă şi latină, cu descrieri vulgarizate ale lumii cunoscute pe atunci. Aceste cunoştinţe erau utile nevoilor administrative ale Imperiului Roman.

Ptolemeu (90–168 d.Hr., din Alexandria) se ridică însă împotriva pragmatismului rău înţeles al chorografiei, care se detaşa de preocupările teoretice ale geografiei. El reia ideile şcolii alexandrine şi încearcă punerea geografiei pe o veritabilă bază ştiinţifică. În jurul anului 150 d.Hr., Ptolemeu publică „Geographia" (în opt cărţi), care se remarcă prin numeroase hărţi. La baza lucrării sale stă *teoria geocentrică*, admisă unanim în Antichitate datorită personalităţii lui Aristotel, deşi Aristarh din Samos conturase *ideea heliocentrismului* în anul 265 î.Hr.

3.2. Etapa medievală

În Evul Mediu geografia nu mai apare ca ştiinţă independentă, ci este inclusă fie fizicii sau geometriei, fie astrologiei sau cosmografiei. Însăşi denumirea de geografie dispare, fiind înlocuită, pentru o perioadă de aproximativ 1000 ani, cu noţiunea de *cosmografie*. O revitalizare a ştiinţei geografice se resimte în sec. IX–XII, prin intermediul *oamenilor de cultură arabi*, care se inspiră din lucrările lui Ptolemeu şi Aristotel. Cultura islamică, înfloritoare între secolele XII şi XIV, a avut marele merit de a umple „golul" existent între epoca elenistică şi Renaştere. În cadrul lumii islamice s-au remarcat personalităţi precum *Ibn Battutah* din Tanger (1304–cca 1368) sau

Al Idrisi (cca 1100–1165), cel mai mare cartograf arab, care în 1154 a realizat o hartă a lumii şi 70 de hărţi regionale pentru regele Siciliei, Roger al II-lea.

Sub impulsul arab, în sec. al XIII-lea, se dezvoltă un mare interes pentru geografia fizică, din care se nasc idei ce vor sta la baza **marilor descoperiri geografice**. Este o epocă în care se înregistrează mişcări importante la nivel de masă: au loc cruciade, pelerinaje religioase, se duce o corespondenţă în care se descriu locurile vizitate. Apar chiar unele ghiduri despre diferite itinerarii, informaţii comerciale etc.

Obiectul geografiei se restrânge însă la descrierea sumară a ţărilor şi popoarelor întâlnite, punându-se bazele unei adevărate **geografii regionale**, dar renunţându-se la problematica planetei ca întreg.

3.3. Etapa Renaşterii

Mişcarea culturală europeană din perioada renascentistă, cunoscută sub numele de **umanism** (sec. XIV–XVII), conduce la redescoperirea geografiei antice, atât prin studierea operelor filozofilor greci, cât şi prin marile descoperiri geografice. Se traduce din greacă în latină geografia lui Ptolemeu (1477). Se acceptă cele trei maniere antice de descriere a Pământului: **matematică** (unde accentul cade pe reprezentarea cartografică), **naturală** şi **descriptivă** (sau istorică, unde se vorbeşte mult despre locuri şi obiceiuri). Se reia ideea, conturată în perioada clasicismului grec (care va marca ideologia umanistă), cum că *Universul a fost creat pentru Om*, el fiind măsura tuturor lucrurilor. Această idee este de fapt singura ce dă unitate studiilor foarte diversificate şi puţin ordonate ale vremii.

După exemplul lui Ptolemeu, geografii germani ai Renaşterii (de factură matematicieni şi cartografi) privesc geografia în primul rând ca pe o **artă a localizării pe hartă**.

În 1543, *Copernic* (1473–1543) fundamentează ştiinţific **teoria heliocentrică** în lucrarea „Despre mişcările de revoluţie ale corpurilor cereşti" (idee adoptată unanim de ştiinţă abia în sec. al XVII-lea).

Destrămarea feudalismului şi consolidarea burgheziei pe bazele primelor începuturi ale producţiei capitaliste impun rolul din ce în ce mai important al banilor în economia de schimb. Setea de înavuţire, de acaparare a cât mai multor teritorii şi bogăţii a constituit, alături de situaţia istorică, impulsul ce a condus la marile descoperiri geografice. Datorită dificultăţilor de tot felul şi, în primul rând, datorită nesiguranţei rutelor comerciale terestre spre Extremul Orient după fragmentarea imensului Imperiu Mongol, se impunea găsirea unor noi căi de legătură spre India şi China.

Astfel, în 1492, *Columb* descoperă America, iar în 1498, *Vasco da Gama*, înconjurând Africa, stabileşte drumul maritim spre India. În anii 1519–1521, forma sferică a Pământului este dovedită experimental prin călătoria lui Magellan în jurul lumii.

Multitudinea călătoriilor realizate de navigatori, misionari etc. conduc totodată la cunoaşterea unor noi locuri, cu climate şi obiceiuri aparte, cu noi medii naturale şi alte moduri de viaţă. În felul acesta, geografia învăţată de la antici este pusă în faţa unor realităţi diferite. Mulţi navigatori şi misionari încearcă să descrie cu cât mai multă acurateţe mediul din noile teritorii cucerite. Treptat, se câştigă o tot mai bogată **experienţă geografică**, ce conduce la ideea că regulile matematice, infailibile, ale geografiei antice nu corespund realităţilor văzute la faţa locului. Se impune chiar o nouă idee, că **ceea ce se poate vedea şi intui prin experienţă este cea mai bună cale spre cunoaştere** (Acosta, 1591–1647). Una dintre operele importante apărute pe aceste baze noi este „Cosmographia" lui *Sebastian Münster* (46 de ediţii între 1544 şi 1650).

Cu toată revitalizarea experienţei prin observaţie şi călătorii, geografia nu elimină minusurile moştenite de la antici. Ea rămâne încă aservită, în domeniul explicării, acelor *ipoteze generale încropite prematur*, nebazându-se pe rezultatul unei generalizări a mai multor şiruri de date prelucrate sistematic. Acest spirit este accentuat de influenţa lui *Descartes* (1596–1650), filozof, matematician, fizician francez care pune bazele raţionalismului modern. El introduce o explicare materialist-mecanicistă în domniul cosmologiei şi al fenomenelor de pe Terra (de exemplu, formarea mecanică a munţilor).

Proliferarea şi impunerea unor ipoteze cu caracter general **nu impulsionează cercetarea sistematică şi observaţiile precise**. Se dă uneori ca exemplu de operă încărcată de acest balast preluat din geografia antică, „Geographia generalis" (1650) a lui *Varenius* (1622–1650). Cartea are un cadru conceptual foarte bine sistematizat (toate diviziunile geografiei generale apar net diferenţiate în această operă: oceanografia, climatologia, orografia), dar gol de fapte concrete. Alţi autori (De Martonne, 1925) socotesc opera tânărului geograf german Varenius drept un admirabil „corp de doctrină" geografică, ideile lui fiind aceleaşi cu cele dezvoltate două secole mai târziu de către naturalistul german Humboldt.

3.4. Etapa geografiei moderne

3.4.1. Secolele XVII–XVIII

Spiritul observației regionale, locale și particulare începe să fie introdus în geografie numai în sec. XVII și XVIII, de către naturaliști și mai ales de către geologi. Cercetările făcute pe calea observațiilor sunt tot mai mult sintetizate în rezultate generale, care sunt apoi sistematizate în diferite clase, grupe și categorii, cu ajutorul cărora se pot face apoi descrieri rezonabile ale fenomenelor terestre. Acum apar primele studii științifice asupra altimetriei și reliefului, asupra modului de acțiune a apelor curgătoare, asupra ghețarilor, climei etc. Are loc un efort extraordinar în ceea ce privește dezvoltarea observațiilor riguroase, cu **verificări experimentale**, care conduc, totodată, la **îmbogățirea vocabularului geografic**.

Acest efort colectiv duce și la **constituirea mai multor discipline geografice**. Ordinea în care apar aceste discipline și profunzimea lor a depins mai ales de nivelul de dezvoltare al unor așa-numite **științe ajutătoare**, ca de exemplu geodezia și geologia pentru geomorfologie, statistica pentru geografia umană etc. Foarte adesea, disciplinele ce apar în sânul geografiei sunt fundamentate de specialiștii unor științe vecine. Acum apare, de exemplu, oceanografia (prin lucrarea lui *Marsigl*, „Istoria fizică a mării", 1725, care cuprinde toată problematica marină), dar se conturează și începuturile unei geografii umane. La închegarea acesteia din urmă contribuie numeroși cercetători sau gânditori ce aveau ca preocupare societatea. Unii dintre ei caută explicarea unor fenomene sociale prin intermediul cadrului geografic. Astfel, demografii caută să explice variația locală a numărului populației prin condițiile variate de mediu. Alții atrag atenția asupra acțiunii omului în cucerirea și stăpânirea Terrei, cu puternice implicații în transformarea mediului natural. *Montesquieu* (1689–1755), scriitor și filozof iluminist francez, se documentează profund sub aspect geografic și prezintă statul ca pe o instituție naturală, discutând deseori despre preponderența cauzelor fizice asupra celor istorice și politice. În consecință, Montesquieu este considerat uneori ca precursor al **determinismului geografic**.

3.4.2. Secolele XVIII–XIX

Bazele geografiei moderne se regăsesc în activitatea a doi importanți oameni de știință germani, unul naturalist și altul istoric.

Alexander von Humboldt (1769–1859), naturalist, geograf și călător, fundamentează geografia ca știință, punând **bazele metodelor de observație** pentru aproape toate disciplinele geografiei fizice. Humboldt

arată că geografia este ştiinţa vieţii fizice şi organice de la suprafaţa Globului, realizează prima hartă cu izoterme, generalizează metoda profilelor şi a calculului altitudinilor medii etc. Importanţa maximă pentru geografie a activităţii lui Humboldt constă însă în formularea a două principii esenţiale: **principiul cauzalităţii** (orice fenomen nu trebuie studiat şi înţeles în sine, ci trebuie să-i fie căutate cauzele, pentru a-i urmări apoi consecinţele, inclusiv cele sociale şi istorice) şi **principiul geografiei comparate** sau al geografiei generale (fenomenele locale trebuie privite în comparaţie cu cele analoage din alte regiuni, studiul părţilor locale şi regionale neputând fi independent în raport cu datele privind ansamblul Terrei). Ultimul principiu a îndepărtat bariera care separa geografia regională de cea generală, făcând din cele două o singură ştiinţă. Acest fapt a dus la naşterea **geografiei moderne**, care are ca obiect de studiu atât întregul teritorial, cât şi complexul regional.

Karl Ritter (1779–1859), istoric şi filozof de formaţie, s-a apropiat de geografie cu vocaţia sa de profesor, formulând cu mai multă claritate principiile pe care Humboldt le aplicase (dar le formulase mai puţin evident). Ritter a emis **principiul extensiunii spaţiale** (arealul de extindere al unui fenomen). Pământul este pentru Ritter teatrul activităţii umane, opera sa având o pronunţată tendinţă antropocentristă. Alteori însă, lucrările lui Ritter prezintă o înclinare spre determinism. În principal, el este cel care introduce elementul uman în geografie, considerându-l ca fiind partea cea mai de preţ a planetei. Terra devine, în concepţia lui Ritter, o „casă de educaţie" a geniului omenesc. Ştiinţa despre Pământ – geografia – începe să se ocupe sistematic de raporturile dintre om şi planetă. Dar, a reduce obiectul geografiei numai la raporturile dintre om şi mediu, cum a încercat Ritter, este o exagerare şi o îngustare maximă a orizontului de studiu, lipsită de o bază reală. De aceea, încă din vremea respectivă au apărut reacţii destul de vehemente faţă de această poziţie, atât pentru susţinerea, cât şi împotriva ei.

Cel care aduce un echilibru nou în geografie este etnograful şi geograful german *Friedrich Ratzel* (1844–1904). El reia studiul raporturilor dintre omenire şi mediul natural într-un sens strict ştiinţific, integrând şi restabilind unitatea organică a geografiei. Ratzel este fondatorul **antropogeografiei**, dar şi cel care a pus bazele **geopoliticii**, pornind, uneori, de la principiile determinismului. Tot el aduce o contribuţie esenţială la popularizarea cunoştinţelor, principiilor şi metodelor lui Humboldt şi Ritter.

Structura de principiu a geografiei moderne era acum formulată, dar munca organizată de cercetare şi generalizare, bazată pe date concrete din teren, era abia la început. Mulţi dintre urmaşii celor doi geografi (Humboldt şi Ritter) au preluat ideile lor, dar adesea le-au aplicat defectuos. De exemplu, metodele de observaţie directă în teren ale lui Humboldt au condus la aprofundarea studiilor în diferite direcţii, dar autorii acestora nu se preocupau şi de legăturile care reuneau diferitele sectoare de cercetare. În felul acesta, un avânt deosebit l-a luat **geografia regională**, dar care cade iarăşi în păcatul descrierilor seci, amestecate cu anecdote şi cu fapte istorice (în sensul evoluţiei paleogeografice).

3.4.3. Sfârşitul secolului al XIX-lea şi secolul XX

Geografia modernă, iniţiată în esenţa ei de către cei doi savanţi, Humboldt şi Ritter, se face însă simţită mult mai târziu, în urma stocării unei mari cantităţi de informaţie care a stat la baza formulării de idei şi metode noi, atât de către geografi, cât şi de cercetători din ştiinţele înrudite. Apariţia unor discipline limitrofe, punerea bazelor unei geografii moderne au fost favorizate de câteva **condiţii socio-economice**, specifice pentru ultima parte a secolului al XIX-lea:

a. Are loc **lărgirea orizontului de cunoştinţe despre Terra** prin dezvoltarea geologiei, a meteorologiei, oceanografiei, geodeziei, topografiei, statisticii etc. Oamenii de ştiinţă pătrund în interiorul necercetat al continentelor, în Sahara, în lungul Nilului, explorează lanţurile muntoase ale Asiei, ale Munţilor Stâncoşi etc., adunând tot mai multe date despre fenomene fizice neprevăzute. În acelaşi timp, mările şi oceanele sunt cercetate tot mai intens sub aspect ştiinţific, mai ales prin expediţiile vasului Challenger (1873), care studiază relieful fundului oceanic, distribuţia temperaturilor, mişcarea maselor de apă, influenţa apei asupra climei ş.a.
b. Se concep şi se construiesc **instrumente de lucru performante** şi se înfiinţează **servicii sau centre permanente de culegere şi înregistrare a datelor**. De exemplu, în 1854 este construit primul aparat de sondaj pentru relieful submarin, în sec. al XIX-lea se editează în masă hărţi topografice şi apoi hărţi geologice, totodată începe organizarea centrelor meteorologice şi a serviciilor oficiale de statistică. Or, nu se putea vorbi de un studiu modern asupra reliefului fără hărţi topografice şi geologice, sau despre climatologie modernă fără înregistrarea datelor meteorologice, despre geografie umană fără date statistice.

În România, ridicarea hărţilor moderne ale diferitelor provincii istorice de către specialişti militari români începe către sfârşitul sec. al XIX-lea (1873), deoarece până la înfiinţarea statului naţional român, nici în Moldova şi nici în Muntenia nu a existat un serviciu topografic. Abia în 1859, după unirea Principatelor române, printr-un ordin dat de domnitorul Cuza a fost înfiinţat Corpul de Stat Major General, în care Secţia a II-a avea ca atribuţii întocmirea unor lucrări de geodezie, topografie şi cartografie. Înainte de 1873, hărţi ale ţărilor române executate pe baza unor ridicări topografice au fost realizate de către Marile Puteri în vederea satisfacerii unor interese militare (*Harta Statului Major General rusesc* – efectuată pentru Moldova în 1769, în timpul Războiului ruso-turc, şi *Harta Statului Major austriac* pentru Dobrogea şi Muntenia, între 1855 şi 1857). În 1864, harta austriacă este reprodusă la scara 1:57 600 de către fotograful Szathmáry, angajat în acest scop de către Guvernul domnitorului român Cuza (1859–1866). *Harta lui Szathmáry* este prima hartă topografică tipărită în ţară, în care apare şi numele de România. Această hartă, denumită şi *Harta lui Cuza*, face trecerea de la hărţile întocmite de străini la hărţile româneşti.

c. Apariţia mai multor **lucrări geografice** de popularizare conduce la sensibilizarea unui public tot mai interesat de noutăţi şi de noile descoperiri geografice. Printre altele sunt remarcabile trei lucrări: „La Terre" (1869) şi „Géographie universelle" (1875–11894, 18 volume) de *Élisée Reclus* şi „Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde als Versuch einer Morphologie der Erdoberfläche" de *Oscar Peschel* (1873).

d. Sunt înfiinţate şi prosperă rapid **Societăţile de geografie**, care s-au născut din interesul lărgit al publicului pentru explorări şi pentru geografie. Apariţia lor a mărit şi mai mult acest interes, dând şi o oarecare unitate mişcării geografice. În România, Societatea Română Regală de Geografie se înfiinţează în 1875 (fiind a şasea din lume după cele din Paris, Berlin, Londra, Sankt Petersburg şi cea italiană). Primul curs universitar de geografie a fost ţinut în România mult mai târziu, de Mehedinţi, în 1900, la Bucureşti.

e. Adevărata concentrare a vieţii ştiinţifice geografice se face numai o dată cu introducerea de **cursuri de specialitate în universităţi**, când începe crearea de adevărate şcoli, în special în Germania, unde geografia universitară a fost organizată mai devreme, luând un puternic avânt. În acest sens, Mehedinţi, pe atunci student la Paris, unde învăţământul geografic, la Sorbona, era abia la început, se

destăinuia unuia dintre profesorii săi că nu prea a înțeles ce este geografia. Este vorba de Paul Vidal de la Blache, care îi dă următorul sfat: „Allez à Berlin" („Premise și concluzii la Terra", 1948, p. 42).

Pentru această *perioadă post-humboldtiană*, devine, totodată, specific **procesul de specializare**. Geografia își restrânge tendințele enciclopedice, făcându-se eforturi considerabile pentru a determina mai strict și de a sistematiza câmpul cercetărilor geografice. Urmând exemplul altor științe și adesea sub influența acestora, geografii încep să aprofundeze părți ale obiectului lor de studiu, să se specializeze pe diferite direcții. Geologia și topografia ajută la dezvoltarea geomorfologiei, științele naturale facilitează crearea biogeografiei, cele social-istorice contribuie la punerea bazelor geografiei umane etc. Procesul de specializare a fost specific sfârșitului sec. al XIX-lea, dar mai ales pentru sec. XX.

Ca urmare, *încercările de sinteză au devenit tot mai rare*, uneori greoaie, și s-au făcut mai ales pe două direcții: geografie fizică și geografie economică. În ultima perioadă de timp au apărut și *tendințe de unificare a obiectului geografiei* prin **geografia mediului înconjurător**, dar și prin **geografia regională** (regiunile și unitățile teritoriale sunt tratate integral și integrat, deși cel mai adesea aceste lucrări au aspect de monografie).

În fapt, geografia mediului înconjurător se referă la:

a. *analiza elementelor* de mediu (sub aspectul compoziției, al structurii, al mișcării și funcționalității lor), de la subsol, relief etc., până la om și la activitățile sale în mediu;
b. *unitatea de sistem* a acestui mediu și a caracterelor sale la nivel global, zonal, regional și local (sau ceea ce s-a numit geosistem, peisaj, landșaft, antroposferă etc.);
c. *raporturile acestuia cu omul* (pe scara istoriei și în prezent, la nivel global și regional; prognoza dezvoltării acestor relații în viitor).

3.5. Dezvoltarea geografiei după cel de-al doilea război mondial

În această etapă, dezvoltarea geografiei urmează tendințele mai vechi, introducând însă tot mai multă **precizie** în cercetare, o mai mare **diversificare** metodologică și o apropiere concretă de **practica** social-economică propriu-zisă. O influență deosebită asupra dezvoltării geografiei o are revoluția tehnico-științifică, care determină creșterea numărului de cercetători și de școli geografice, la care se adaugă și influența unor curente ideologice.

Sub aspect tehnic, pentru culegerea unor date cât mai precise, un aport aparte îl au *fotogramele*, executate din avion sau din sateliţi, şi diferitele tipuri de *aparatură electronică* (plasată în spaţiu sau pe Pământ), putând înregistra mesaje din interiorul sau exteriorul Terrei, cu importanţă pentru mediul geografic. În procesul de prelucrare a datelor se folosesc *metodele statistico-matematice, modelarea matematică sau cea experimentală*, precum şi *abordarea sistematică şi sistemică* la toate nivelurile, inclusiv pentru disciplinele geografice, ca şi pentru geografie, în general. S-a impus, totodată, şi o *conlucrare mai strânsă cu alte ştiinţe*, atât pe tărâm ştiinţific, cât şi pe plan metodologic. Un exemplu elocvent îl constituie studiile geofizice asupra fundului Oceanului Planetar, care au condus la închegarea teoriei tectonicii globale, preluată apoi şi adaptată de către toate geoştiinţele.

În concluzie, **principalele caracteristici ale etapei** pot fi reduse la două: *cuantificarea* tot mai accentuată a geografiei (prin matematizare, dar şi prin cartografiere şi experiment naturalist), cu toate urmările sale teoretice şi practice şi, în al doilea rând, *ecologizarea* geografiei, care înseamnă studiul Terrei şi al mediului său (sistemul solar), focalizat în ultimă instanţă pe analiza de amănunt a mediului terestru în care s-a născut şi trăieşte omul. Se impune să adăugăm şi o a treia caracteristică – *abordarea sistemică.*

3.5.1. Cuantificarea geografiei

Adunarea de date geografice, la sfârşitul secolului trecut şi începutul secolului nostru şi introducerea lor în analiza geografică sub forma unei complexităţi de profile longitudinale sau transversale, de izolinii, de diferiţi indici cantitativi, cartograme etc. au reprezentat un pas important spre cuantificarea geografiei. Pasul acesta a căpătat însă consistenţă, generalizare metodologică şi permanenţă numai după cel de-al doilea război mondial, ca urmare a revoluţiei ştiinţifice şi tehnice care a determinat o „explozie" informaţională. Un moment de vârf, marcat şi de o oarecare exagerare, s-a simţit între anii 1950 şi 1970. Pentru introducerea acestei direcţii metodologice a fost nevoie de adoptarea şi adaptarea la specificul geografic a metodelor moderne de adunare, stocare şi prelucrare a datelor pe baza unui instrumentar caracteristic. Importante pentru această direcţie sunt: *statistica şi modelarea matematică*, iar pentru interpretările teoretice într-o concepţie coerentă şi unitară, *teoria generală a sistemelor*. În ceea ce priveşte instrumentele de lucru, progresul geografiei este corelat cu cel al *calculatoarelor electronice* şi al *fotogramelor* executate din aer sau din sateliţi.

În perioada 1950–1960, se resimte însă un exces de matematizare a geografiei, tinzându-se să se renunţe la metodele naturaliste de cercetare

(de observare concretă a realității fizice, realitate care nu corespunde geometriei clasice, nici nu îmbracă forme ideale, iar în evoluție oscilează mult până ce alege o cale sau alta). În al doilea rând, unii analiști au crezut că matematizarea și modelarea pe calculator pot înlocui observarea[2] și cercetarea în teren a fenomenelor geografice, că geograful va putea rezolva totul în și din birou, cu ajutorul computerului, ceea ce s-a dovedit a fi o aberație.

Cuantificarea geografiei s-a făcut pe două direcții: *statistica și modelarea matematică,* pe de o parte, și *cartografierea geografică* (asistată uneori de calculator și pe bază de fotograme), pe de altă parte. Ultima reprezintă un anume gen de cuantificare a metodei naturaliste: observi, analizezi, compari și cartezi pe hartă arealele sau variațiile fenomenelor observate.

a. Perioada de „asalt" a *matematizării,* inclusiv a folosirii statisticii matematice și a modelării, s-a înregistrat, cu aproximație, între 1950 și 1970[3]. Atunci a apărut un fel de curent al cuantificării caracteristicilor geografice. Aplicarea statisticii matematice a condus la *culegerea,* după anumite metode unitare, a datelor și informațiilor geografice, apoi la stocarea lor după programe precise, cu realizarea unor *bănci de date* și, în final, la *prelucrarea* acestora, inclusiv pentru realizarea de modele. Un prim exemplu, fără a fi singurul, este cel al lui Horton (1945) care, folosind astfel de metode, dar bazându-se și pe observații și pe fundamentări teoretice, reușește să descopere o serie de relații matematice și diferite legi de progresie geometrică directă sau inversă privind dezvoltarea rețelei de râuri (vezi și Zăvoianu, 1978).
Contribuții similare privind cuantificarea analizei suprafeței terestre aduc ulterior Strahler (între 1952 și 1973), Scheidegger, Chorley (1957–1971) și mulți alții. Eforturile au fost remarcabile, cu precădere în S.U.A., Anglia și Germania. În timp, s-a observat că printr-o „matematizare" excesivă, fără o îmbinare cu metodele observării și ale cartografierii fenomenelor geografice, se părăsește de fapt obiectul

[2] Despre rolul observației ca metodă de bază în geografie, vezi „Observația de teren și pe hartă – metodă științifică și didactică de bază a geografiei", Grigore Posea și Aurora Posea, articol apărut în Analele Universității „Spiru Haret", seria geografie, nr. 1, 1998.

[3] Pentru consultare, vezi: Gregory S. (1968), „Statistical Methods and the Geographer", London; King L.J. (1969), „Statistical Analysis in Geography", Englewood Cliffs; Cole & King (1970), „Quantitative Geography", London; Racine J.B., Reymond H. (1973), „L'analyse quantitative en géographie", Presse Univ. de France; George P. (1962, 1971), „Le mythe du nombre. La géographie quantitative, un nouveau déterminisme?" (citat de Racine J.B., Reymond H., 1973); Rădoane M. et al. (1996), „Analiza cantitativă în geografie", Editura Univ. „Al. I. Cuza", Iași.

geografiei, trecându-se eventual într-unul ce s-ar putea numi *inginerie geografică* şi care, oricum, este altceva decât geografia.

b. *Cartografierea* fizico-geografică se materializează în reprezentarea sub formă de hărţi, sau sub alte forme grafice, a elementelor şi fenomenelor geografice de la suprafaţa Terrei, sau care au consecinţe în mediul geografic de aici. Mehedinţi spunea că „geografia a început cu harta" („Terra", 1931, p. 337). El socotea harta ca mijloc principal al descrierii geografice şi arăta că o hartă trebuie să fie exactă, completă (aminteşte aici ajutorul dat de fotogrammetrie), comparativă (în spaţiu şi timp, prezentând analitic fiecare element), explicativă (sau genetică, adică să prezinte fazele evolutive ale fenomenului), estetică („un portret, frumos executat, al unor locuri sau ţări").

Cartografierea ca metodologie de bază a cercetării geografice, cu aprofundări teoretice şi tehnice, s-a născut numai după cel de-al doilea război mondial, iar începuturile sale se regăsesc cu precădere în Franţa, U.R.S.S., Polonia, România ş.a. Pentru „teoria" cartografierii fizico-geografice se remarcă lucrările lui Isacenko („Cartografierea fizico-geografică", Editura Ştiinţifică, 1960) şi Valeria Velcea („Cartografierea fizico-geografică", litografia Universităţii Bucureşti, 1976).

În această perioadă, cartografia a devenit o disciplină geografică cu caracter tehnico-ştiinţific privind metodele şi metodologia transpunerii grafice (formă, structură, dinamică) a fenomenelor geografice, dar a devenit şi o metodă specială de cercetare ştiinţifică. În cadrul său, dar şi al fiecărei discipline geografice, s-au dezvoltat: studiul analitic şi cartometric al hărţilor topografice sau de alt tip (măsurători efectuate pe hărţi şi întocmirea unor şiruri de date, profile, grafice etc.), studiul comparativ al datelor, studiul sintetic, dinamic, urmărirea unor relaţii rezultate din variaţia cantitativă în spaţiu sau în timp a unor elemente.

Cartografierea în teren a devenit metoda de bază în cercetarea ştiinţifică, de exemplu în geomorfologie, unde s-au făcut eforturi speciale pentru alcătuirea unor legende unitare (Posea şi Popescu, „Harta geomorfologică generală", 1964). Prin cartografiere, geografia a devenit concretă, precisă, dinamică, evidenţiind mai bine relaţiile dintre elemente. Cartările complexe şi repetate au avut şi un caracter practic deosebit, în special pentru sistematizarea teritoriului.

c. *Experimentul* reprezintă un alt specific al etapei postbelice. Cu unele excepţii, experimentul este mai greu de efectuat în geografie. Aceasta, deoarece presupune reducerea enormă a parametrilor fenomenelor ce se

cer a fi introduse în experiment, reducerea cantității de materie și energie, eliminarea unor elemente sau a unor condiții care pot duce, în final, la alte rezultate decât cele din natură (Armaș, „Geomorfologie experimentală – concept și metodă ", 1998). În fond, experiment înseamnă „provocarea unor fenomene în condițiile cele mai propice pentru studierea lor și a legilor care le guvernează" („Dicționar Enciclopedic", 1996). Geografii au conturat trei căi de aplicare a acestei metode de cercetare: *reproducerea în laborator, pe terenuri experimentale* și *urmărirea în timp a efectelor unor acțiuni umane* (sau naturale), cum ar fi îndiguirile, defrișările, bararea râurilor etc.

- Au fost înființate laboratoare de hidrologie și geomorfologie, ca de exemplu laboratorul național francez de geomorfologie de la Caen (la sud de estuarul Senei). În aceste laboratoare se execută, asupra unor probe culese din teren, mai mult analize de tip granulometric, de spor-polen, datări de vârstă ș.a.
- Mai rar se realizează „machete" (modele) la scară redusă ale unor sisteme reale, care cer spații mari și instalații costisitoare. Astfel de experimente se efectuează totuși la unele instituții de proiectare, cum a fost, de exemplu, în România, macheta hidro-morfologică a Deltei Dunării, proiectată în vederea amenajării acestei zone. Aceste machete funcționale înseamnă de fapt descompunerea unui fenomen complex în fenomene mai simple și reproducerea lui la scară. Dar, cum poți recompune la scară o mare sau un ocean, sau chiar un râu? Mai rămân valabile aceleași mecanisme și legi?
- Terenurile experimentale sunt amenajate în mod divers, pentru a putea controla diferiți factori și diferite condiții de evoluție a fenomenelor naturale. De exemplu, se introduce apă în surplus pe un areal cu potențial mare de alunecare, urmărindu-se cantitățile infiltrate, cele scurse, momentul declanșării alunecării etc. Un alt exemplu se referă la delimitarea unor fâșii de versant plantate cu vegetație diversă, care sunt supuse în mod diferit eroziunii, controlându-se cantitățile de apă, volumul materialelor dislocate de pe fiecare fâșie etc. În același scop sunt folosite în România și stațiunile experimentale agricole, sau silvice, ca de exemplu cea de la Perieni, din sudul Moldovei.
- Tot experimente pot fi considerate și analizele efectelor asupra mediului geografic local sau regional a acelor acțiuni umane care accelerează eroziunea solurilor sau a păturii de alterare, care de-

clanşează alunecări, provoacă ridicarea sau coborârea pânzei freatice, reduc stratul de ozon etc. Pentru România menţionăm: ridicarea pânzei freatice din unele sectoare ale Bărăganului sau ale Câmpiei Olteniei, colmatarea rapidă a lacurilor antropice de pe Argeş, salinizarea unor areale din Insula Mare a Brăilei, declanşarea de alunecări pe pante despădurite, suprapăşunate sau supraîncărcate cu utilaje petroliere (ex. alunecarea de lângă Moineşti, 1992) ş.a. Pentru alte regiuni de pe Glob se citează: efectul nefast al barajului de la Assuan pe Nil, colmatarea rapidă a numeroase lacuri de retenţie din Pakistan sau India, secarea unei mari suprafeţe din Marea Aral ş.a. Acest din urmă caz este un exemplu de „experiment" nefast provocat involuntar de către om, prin intervenţia sa brutală asupra mediului. Până în anii 1950, din Marea Aral se extrăgeau cca 50 000 tone de peşte şi era sursa a 10% din caviarul realizat în U.R.S.S. Aici existau porturi, fabrici de prelucrare a peştelui, o circulaţie navală intensă. După 1950, din dispoziţii generale, s-a introdus în zonă cultura intensivă a bumbacului, preluându-se pentru irigat apă din fluviile Sîrdaria şi Amudaria. Ca urmare, aportul de apă în Aral, care era în 1950 de cca 55 km^3/an, a scăzut la 35 km^3/an în 1970, la 10 km^3/an în 1980, şi la zero în 1985. Rezultatul a fost declanşarea în lanţ a unei serii de fenomene negative pentru mediul regional şi pentru om. Astfel, nivelul mării a scăzut cu 14 m, suprafaţa apei s-a redus cu 40%, salinitatea a crescut de trei ori, au dispărut aproape toate speciile de peşti şi alte vieţuitoare acvatice, ca şi arealele cu trestie; porturile au rămas pe uscat la mai mulţi kilometri de ţărm, vapoarele fiind înţepenite între dune, fabricile s-au închis, temperaturile minime de iarnă au scăzut de la -25^{0}C la -50^{0}C, iar maximele de vară au crescut de la +35^{0}C la +50^{0}C, perioada fără îngheţ s-a redus periclitând culturile de bumbac. Acestea au dat producţii tot mai mici din cauza sărurilor purtate de vânt de pe locurile abandonate de mare (este vorba de cca 100–150 milioane tone pe an) şi depuse pe terenurile agricole. Economia a fost complet bulversată; muncitorii au devenit şomeri; mortalitatea infantilă a crescut în 20 de ani de la 45‰, la 72‰; mortalitatea provocată de cancerul esofag a devenit de şapte ori mai mare comparativ cu cea din restul ţării, infecţiile intestinale, anemia, malnutriţia sunt tot mai numeroase; o parte din populaţie a migrat spre alte regiuni ş.a.m.d.

Acest tragic experiment s-a datorat forţării irigaţiilor peste limitele suportabile ale geosistemului din preajma Mării Aral. Exemplul este edificator nu numai ca dezastru ecologic, dar şi pentru documentarea relaţiei de interdependenţă şi reacţie în lanţ a diverselor elemente ale mediului înconjurător când se modifică şi numai un singur component.

- Exemplul Mării Aral este însă revelator şi în ceea ce priveşte necesitatea urmăririi atente a studiului geoecologic a rezultatelor tuturor „experimentelor" declanşate de către om în mod nedorit, pentru a trage concluzii asupra variatelor forme de evoluţie ulterioară a spaţiilor respective, pentru a contura legi şi măsuri preventive în acest sens. Folosul ecologic, economic, social şi ştiinţific ar fi enorm, pentru că ar evita, cel puţin în parte, asemenea drame. Uniunile geografice naţionale şi internaţionale (U.G.I.), ministerele mediului, U.N.E.S.C.O. şi alte organisme ce au în vedere problematica de mediu, sunt constrânse astfel să abordeze pe viitor, după un plan global, studiile privind repercusiunile intervenţiei umane în natură, deoarece consecinţele se pot globaliza.

3.5.2. Ecologizarea geografiei

Ecologia a fost definită în 1866, de către biologul german Häckel, ca ştiinţă a relaţiilor dintre organismele vii (între ele) şi dintre acestea şi mediul lor de viaţă. La început, conceptul (oikos = casă) s-a referit numai la animale, apoi s-a extins şi la ecologia vegetală şi chiar „umană", sau la diferitele tipuri de medii: ecopedologia, biospeologia, ecologia agricolă, ecologia aşezărilor umane (ekistica) şi chiar ecologia resurselor (relaţiile de interdependenţă în ceea ce priveşte utilizarea unei sau a unor resurse asupra utilizării altora, asupra mediului sau a societăţii) ş.a.

După apariţia teoriei sistemului general, în 1956 (Bertalanffy – „General system", Gen. Syst. Yearbook, 1), ştiinţele biologice şi geografice progresează mult pe linia ecologizării, înţelegându-se mai clar legăturile între lumea organică şi cea anorganică, între societate şi mediul său de viaţă, funcţionalităţile şi influenţele reciproce, devenirile şi schimbările în timp etc. În acest sens, ecologia s-a constituit ca o disciplină aparte, dar care a pătruns în fiecare dintre ştiinţele biologice şi geografice. Totodată, ea se interferează şi cu tehnologia, cu economia, cu politicul şi administrativul.

De bază însă, rămân *două direcţii*: raporturile vieţuitoarelor cu natura (mediul lor de viaţă) şi raporturile societăţii umane cu natura. Este vorba deci, de un sistem **bios** (care include şi omul) plus mediu (ekos) şi un altul, **socio**

(societate) plus **geo** (Pământ). Biologii îl numesc pe primul **ecosistem** (compus din *biotop* = mediu sau „casă" şi din *biocenoză*[4]), iar cel de-al doilea poartă numele de **sociogeosistem** (format din geosistem şi sociosistem). În ambele cazuri, ecologia apare ca interferenţă între mediu şi viaţă (sau societate umană), cu diferenţa că studiul acestor interferenţe sau al acestor ecosisteme se face fie pornind de la viaţă (sau sferă socială) către mediu, fie invers. În primul caz, obiectul de studiu este viaţa (sau societatea) şi numai după aceea relaţiile ei cu un anume mediu; în cel de-al doilea caz, obiectul de studiu este însuşi mediul, dar cu focalizare pe acele probleme care interesează viaţa socială şi umană. Bios-ul este obiectul de studiu al biologiei, mediul, oikos-ul sau geo- este obiectul de studiu al geografiei.

Terra fiind mediul nostru de viaţă şi singura planetă care a atins o anume treaptă de evoluţie, în care factorii fizico-chimici şi cei energetici au creat o ambianţă propice naşterii şi întreţinerii societăţii umane, este normal ca ştiinţa care se ocupă cu studiul său să abordeze amănunţit mediul terestru, limitele între care variaţiile sale menţin sau influenţează viaţa, modul cum vieţuitoarele şi societatea umană au devenit factori de mediu şi de transformare a acestuia. Această ramură a geografiei a fost numită diferit: *geoecologie, ecologie* sau *geografia mediului înconjurător*. Ea este încă în formare, având la bază unele tradiţii geografice, teoria sistemelor, ecologia dezvoltată de către biologi, dar şi *un mod nou, sistematic şi ecologist, de a aborda fiecare disciplină geografică* în parte.

Este vorba, în principiu, de faptul că obiectul de studiu al oricărei ştiinţe geografice este şi element al mediului înconjurător (relief, apă,..., populaţie etc.) şi deci, trebuie studiat în acest sens; în al doilea rând, fiecare dintre aceste elemente are propriul mediu de dezvoltare (ca orice sistem) cu care face schimb de materie şi energie (râurile se dezvoltă pe un anumit relief, iar regimul lor depinde de climă, vegetaţie etc.). Acest fapt complică în mod necesar studiul învelişurilor naturale, evidenţiind relaţiile reciproce ce se dezvoltă. În al treilea rând, tehnica societăţii umane s-a implicat adânc în elementele şi circuitele mediului natural, provocând schimbări importante în privinţa limitelor calităţii vieţii, uneori cu repercusiuni periculoase, nu numai la scară locală sau regională, dar şi globală (ex. poluarea oceanului, distrugerea stratului de ozon, schimbări ale climei prin efectul de seră etc.).

Ecologizarea geografiei constă, în sinteză, în faptul că toate disciplinele care abordează din această perspectivă un sistem natural (elemente, struc-

[4] *bios* = viaţă, iar *koinos* = comun; viaţă în comun, comunitate de vieţuitoare

turi, funcţii) îl concep atât ca element (subsistem) al mediului terestru, cât şi din perspectiva propriului său mediu sau ecos de dezvoltare. Aceasta în scopul de a-i înţelege cât mai exact schimburile de energie şi materie cu celelalte elemente, ca şi locul şi funcţionalităţile sale în sistemul mediului înconjurător. Este deci o analiză de specialitate focalizată în final pe mediu, pentru a prognoza starea şi evoluţia acestuia în condiţiile intervenţiei diverse a omului. Pasul următor, sau uneori paralel, este cel al sintezei, al formulării unor legităţi tot mai generale, care să se reunească într-o geoecologie sau o geografie a mediului înconjurător. Ecologizarea geografiei îmbracă, în consecinţă, trei aspecte: *ecosul ca obiect* de studiu, *ca metodă* pentru disciplinele geografice (în sensul că totul se găseşte într-o strânsă comuniune) şi *ca sistem general de abordare* a mediului sub aspectul raporturilor sale cu societatea umană. În acest ultim sens, *omul* este suprapus mediului, dar devine şi element al său.

Tendinţele şi rezultatele concrete de până acum ale ecologizării geografiei sunt relativ diverse: în unele cazuri apar alunecări spre o ecologie de tip biologic, alteori, încercări de globalizare a geografiei fizice sub forma unor descrieri facile care să evidenţieze tipurile de peisaj sau de mediu, eliminând elementele şi analiza lor, limitându-se la evocarea (dar fără a analiza şi demostra) unor legături între componente, tentative de conturare a unor circuite de materie şi energie în cadrul mediului etc.

Dintre încercările de sinteză citâm câteva lucrări şi autori.

„Physical Geography – environment and man" (Kolars şi Nystien, 1975, New York) se bazează pe următoarele idei: Pământul văzut ca habitat al vieţii, organizarea antropică a mediului, rolul omului în schimbarea suprafeţei terestre sau faptul că „geografia, ca disciplină unitară, are cele mai vechi metode de a înţelege procesele totale prin care omul va supravieţui sau va dispărea de pe Pământ, omul fiind elementul ecologic dominant" (p. 2).

O implicare şi mai puternică a activităţilor umane în transformarea mediului, inclusiv cu tendinţe spre geopolitică, întâlnim la Haggett, în „Geography – a modern synthesis", 1979, New York. Pe o altă poziţie se situează profesorul Gaudie, de la Oxford, care consideră necesară o „introducere" în geografia fizică, dar focalizată pe studiul mediului fizic al omului („The nature of the environment – an avanced physical geography", 1988, Oxford). Lucrarea sa se încheie cu un capitol de concluzii: *Natură, om, mediu*, în care pune problema: omul sau natura, dar şi pe cea a rolului geografiei pentru a găsi un răspuns în acest sens.

O direcţie oarecum diferită o întâlnim la francezi. Ei pun accentul nu pe ecosisteme, ci pe tipurile de mediu şi pe elementele lor constituente. De exemplu, Demangeot („Les milieux «naturels» du globe", 1987) îşi concentrează analiza pe trei aspecte: elementele constitutive ale mediilor naturale (reliefuri continentale şi submarine, elemente climatice, vieţuitoare, soluri, tipuri de climă, bioclimate, ape continentale etc.), mediile naturale dificile pentru a fi antropizate (deşerturi, areale polare etc.) şi mediile puternic antropizate (savane, prerii, litoraluri etc.).

3.5.3. Abordarea sistemică

Geografii au abordat şi în trecut disciplina lor ca pe un „sistem natural", „organism" cosmic, sau „întreg organic" (Mehedinţi, „Terra ", 1931, pp. 27, 469, 476, 1163 ş.a.). Aspectul nou pentru geografie, după apariţia teoriei sistemului general, constă în lămurirea unor controverse mai vechi, ca de exemplu, primatul „obiectului" sau al „metodologiei" în definirea geografiei, legătura organică, printr-un obiect comun, a geografiei fizice şi economice, pe de o parte, cu geografia teoretică şi regională, pe de altă parte. Teoria sistemelor indică unitatea principială dintre ştiinţele universale şi cele particulare, varietatea de sisteme şi raporturile sistem – elemente, subsistem – sistem – suprasistem etc.

În trecut, unii geografi (Richthofen, 1883; Hettner, 1927 ş.a.) considerau geografia ca neavând un obiect propriu de studiu, specificul său constând în metodologia de a aborda spaţial obiecte ale altor ştiinţe. Abordarea sistemică devine un *principiu metodologic* de cercetare care presupune obligatoriu şi prezenţa unui *obiect propriu* de studiu, adică o anume categorie de sistem care, în cazul geografiei, este Terra. Din perspectiva abordării sistemice, obiectul geografiei nu mai poate fi limitat la „suprafaţa" Pământului, ci trebuie luat „întregul organic" (cum se exprima Mehedinţi, în 1931), care este sistemul Terra văzut prin prisma sistem – subsistem – elemente, dar şi sub aspectul mediului său de existenţă (sistemul solar). În al treilea rând, unitatea geografiei fizice şi a celei economice nu trebuie privită prin prisma deosebirii dintre legile naturii şi cele sociale, ci prin prisma tipurilor de *sisteme teritorial-spaţiale* care se nasc în urma *implantării activităţii umane într-un anumit mediu.* Sistemele teritorial-spaţiale reprezintă sisteme geografice care au structuri specifice socio-naturale. Geografia este deci o **ştiinţă dualistă**, care abordează atât unele sisteme naturale, cât şi sisteme spaţiale din categoria celor socio-teritoriale.

În fine, abordarea sistemică aruncă o nouă lumină şi asupra *raportului dintre geografia teoretică şi cea regională* sau a raportului dintre general şi

local, dintre modelul construit teoretic (dar simplificat) şi realul teritorial (care este mult mai complex, dar se încadrează într-un anumit model). Acest real este o parte din suprafaţa terestră, care poate fi conturată ca un sistem, cu accent însă asupra elementului teritorial. În acest caz, se ridică mai multe probleme. În primul rând, nu poţi realiza un studiu regional, concret, de tip sistemic dacă nu ai cunoştinţele teoretice necesare privitoare la categoria respectivă de teritoriu. În al doilea rând, acest sistem local se impune a fi integrat, ca subsistem sau ca element, într-un suprasistem, între cele două având loc schimburi de materie şi energie. Dar, ce integrăm? Căci, în al treilea rând, nu trebuie confundată „suprafaţa" terestră în sens strict, cu toate elementele ce sunt localizate pe ea, cum ar fi apa, clima, solurile, vegetaţia, aşezările etc. Fiecare dintre aceste elemente are extensiune teritorială, dar nu este teritoriu. Sunt însă sisteme care s-au organizat *în* sau *pe* un anumit teritoriu şi cu care acest teritoriu formează *sisteme spaţiale*. Toate sunt însă şi elemente pentru viaţă şi societate, deci elemente ale unui *sistem complex teritorial*, iar transformările la nivelul lor ne interesează, deoarece modifică tipul de mediu în care trăim. Aşadar, abordarea regională poate fi făcută *analitic*, pentru fiecare sistem teritorial în parte (relief, climă etc.), dar şi *sintetic*, pentru toate elementele luate împreună, ca subsisteme ce formează sistemul numit „mediu terestru". În al patrulea rând, sistemele teritoriale de tip local şi regional solicită o delimitare concretă, care în geografie se numeşte *regionare*. Or, delimitările teritoriale pentru un element (subsistem) nu coincid întotdeauna cu limitele altui element de mediu, astfel ca toate la un loc să contureze perimetrul unei unităţi (sistem) teritoriale de mediu. În acest caz intervin studiile pentru precizarea cauzelor acestor neconcordanţe, pentru găsirea unor limite convenţionale. *Caracterul tranzitoriu şi convenţional* al acestor limite ce se referă la unităţi geografice concrete reprezintă un specific al mediului terestru şi rezultă din ritmul diferit al evoluţiei fiecărui subsistem. Ritmul diferit de evoluţie conduce şi la extensiuni teritoriale relativ diferite, iar, cu toate că evoluţia pe ansamblu se face în mod integrat la nivelul întregului sistem, realităţile strict locale pot fi diferite. În felul acesta, abordarea sistemică aduce geografia regională şi regionarea geografică într-o viziune unitară cu geografia teoretică.

3.5.4. Concluzii

Cuantificarea, ecologizarea şi abordarea sistemică a geografiei au condus la structurări teoretice şi metodologice mai precise, dar şi la rezultate de ordin practic şi aplicativ mai intense şi cu un orizont larg. *În*

planul geografiei teoretice au fost conturate tot mai multe relaţii, legi, noţiuni, teorii realiste, clasificări şi ierarhizări taxonomice mai precise. S-a definit într-un mod mai concret obiectul geografiei, plecând de la Terra (*Ghe* sau *Gaia*) ca organism funcţional, cu aprofundări pe geosfere, la nivelul mediului terestru, ca *oikos* (locuinţă) al omenirii. S-a evidenţiat dubla ipostază: *influenţa oikos-ului asupra vieţii şi a societăţii* (geoecologie, geografie economică, a populaţiei, a aşezărilor, geopolitică) şi *influenţa societăţii asupra oikos-ului* (geoecologie, tipuri de mediu artificializat, poluare etc.). Spre deosebire de ecologia biologilor, care are ca obiect de studiu biocenozele (vieţuitoarele, inclusiv omul), iar mediul (biotopul) o interesează în subsidiar şi ca metodă de studiu, geoecologia priveşte mediul ca obiect al studiului său analitic şi sintetic, dar şi în raportul său cu societatea (nu cu omul ca individ). Geograful nu se opreşte la varietăţile „biotice" ale elementelor de mediu (temperatură, vânt, umiditate etc.), ci le analizează ca pe un întreg organic. În plus, le vede sub aspectul lor complex de tipuri de medii terestre, cu legile lor de organizare şi funcţionare, cu dezechilibrele naturale (hazarduri) sau impuse de om în mod direct sau indirect (pe termen scurt sau lung, cu generalizări de tip regional sau global etc.).

Cât priveşte *aspectul practic*, el a apărut din cunoaşterea tot mai exactă a dimensiunilor structurale, funcţionale etc. a fenomenelor geografice de pe un anume teritoriu, prin orientarea cercetării conform noilor metodologii. Pornind de la astfel de date, se poate reface evoluţia reală (nu ipotetică) a unui anumit mediu local, precum şi prognoza dezvoltării sale în condiţiile intervenţiei diverse a omului. În acest context, se pot propune soluţii de ameliorare a eficienţei economice a teritoriului respectiv, de oprire a degradării mediului etc. Geografia s-a implicat astfel în *problematica sistematizării şi a amenajării teritoriului* şi a aşezărilor, ca şi în cea a *dezvoltării durabile*. În fond, sistematizarea înseamnă o altă aranjare a elementelor spaţiului geografic (sau a unor elemente ale acestuia), reducerea unor funcţionalităţi şi amplificarea sau introducerea altora, crearea de noi relaţii în sistem, introducerea sau scoaterea unei cantităţi de materie şi energie etc. În urma acestor intervenţii, sistemul teritorial va răspunde, fie menţinându-şi echilibrul, fie prin declanşarea unor dezechilibre. Practica (dar şi necesitatea cunoaşterii) a solicitat şi perfecţionarea regionărilor geografice. Regionarea, mai ales la nivel micro, înseamnă conturarea de unităţi de diferite mărimi taxonomice cu caracteristici geografice omogene, deci cu un anume potenţial economic, cu o anume posibilitate de folosire optimă. Regionarea stă la baza

amenajării teritoriului, dar şi la baza geografiei regionale. Or, ea nu se poate realiza în mod convingător decât pe baza unor studii aprofundate, bazate pe multe date şi indici cantitativi[5].

3.6. Dezvoltarea geografiei în România

Descrieri cu caracter geografic referitoare la teritoriul României se întâlnesc începând cu scrierile învăţaţilor antici: Herodot, Strabon, Plinius cel Bătrân, Ptolemeu ş.a. („Geografia României", vol. I, 1983). Asemenea informaţii continuă în Evul Mediu, fiind furnizate în special de călători şi cronicari de origine bizantină (Constantin al VII-lea Porfirogenetul) sau arabi (Ibn Battutah). Cele mai multe descrieri se realizează însă o dată cu avântul luat de geografie în Europa, la sfârşitul sec. al XV-lea, datorită marilor descoperiri geografice. Astfel, *Nicolaus Olahus* (1493–1568), umanist român din Transilvania, publică două lucrări istorico-geografice: „Chronicon" şi „Hungaria", iar *Johannes Honterus* (1498–1549), umanist sas din Braşov, redactează un fel de manual de geografie – „Rudimenta Cosmographiae". Mai târziu se remarcă *Nicolae Milescu* (1636–1708), cu descrieri despre China şi Siberia, *Miron Costin* (1633–1691), cu „Cronica ţărilor Moldovei şi Munteniei" (1677) şi stolnicul *Constantin Cantacuzino* (1650–1716), cu „Harta Ţării Româneşti" (Padova, 1700), descoperită mult mai târziu la British Museum din Londra. De o valoare geografică deosebită este însă lucrarea „Descriptio Moldaviae" (1716), de *Dimitrie Cantemir* (1673–1723). Scrisă iniţial în latină, cartea a fost apoi tradusă în germană (la Hamburg, 1769–1770), în limba rusă (1789) şi română (1825, la Mânăstirea Neamţ). O hartă anexată acestei cărţi a fost tipărită la Haga (1737) şi descoperită de George Vâlsan în Biblioteca naţională din Paris. Un grec, director al şcolii greceşti din Bucureşti, *Iosif Moisiodax* (geograf şi cartograf), publică la Viena „Teoria geografiei" (1781). În acest timp apar şi aşa-zisele academii domneşti la Bucureşti şi Iaşi, ca şi o serie de şcoli pe lângă mânăstiri, unde se predă în limba română: „Geografia nouă" (1790), „De obşte gheografia" (1795).

După marile frământări sociale, care culminează cu revoluţia lui Tudor Vladimirescu (1821), geografia se afirmă tot mai mult ca obiect independent de predare în şcoală. Se răspândesc unele manuale şi apar anumite scrieri istorice, statistice, economice, cu multe date geografice, ce vor

[5] Vezi şi Posea Gr. (1997), „Aspecte privind geomorfologia aplicată în agricultură, amenaări de bazine hidrografice şi sistematizarea teritoriului (o experienţă românească)", „Revista de geomorfologie" I, Bucureşti.

constitui *germenii unor discipline moderne ale geografiei*. Menţionăm manualul lui *Iosif Gentile* (1835) în Ţara Românească, al lui *Ioan Rus* (1842) în Transilvania şi altul mai vechi în Moldova, al lui *Amfilohie Hotinul* („De obşte geographia", 1795).

Pe de altă parte, în 1816, se publică la Viena, în limba greacă, „Geografia României", avându-l ca autor pe *Philippide*, care descrie întreg teritoriul României de astăzi, apoi „Terra Nostra" (1875) a lui *Aurelian*.

Anul 1875 are o importanţă aparte prin înfiinţarea *Societăţii Regale Române de Geografie* (a şasea din lume), care va juca un rol deosebit în conturarea geografiei ca ştiinţă, în unirea într-o asociaţie ştiinţifică a persoanelor cu preocupări geografice, în publicarea unui „Buletin de geografie" şi în promovarea de cadre specializate. Pentru început, activitatea geografică din cadrul Societăţii, în lipsă de geografi, este desfăşurată de istorici (Tocilescu, Ionnescu-Gion ş.a.), de geologi (Gregoriu Ştefănescu, Matei Drăghiceanu ş.a.), meteorologi (Ştefan Hepites), ofiţeri topografi etc. În general, începuturile acestei activităţi se caracterizează printr-o geografie descriptivă, enciclopedică, dar şi prin tendinţe de specializare pe unele direcţii, cum ar fi climatologia şi chiar studiul reliefului.

Bazele geografiei moderne (cauzal-explicativă şi sintetică) se pun numai o dată cu înfiinţarea primelor catedre universitare, în 1900 (Bucureşti), 1904 (Iaşi), 1919 (Cluj) şi 1924 (Cernăuţi). Întemeietorul şcolii geografice româneşti este *Simion Mehedinţi* (1868–1962), care a fost şi primul profesor al primei catedre de geografie din Bucureşti. Prin intermediul lui Mehedinţi pătrund la noi în ţară ideile geografiei globale (sub aspectul obiectului şi al metodei) ale lui Humboldt şi Ritter, ridicate însă la o nouă înţelegere. Aproape concomitent se resimte şi influenţa şcolilor franceză, americană şi chiar germană (a lui Albrecht Penck), cu precădere prin intermediul direct al lui De Martonne. Această influenţă se referă la o geografie specializată pe ramuri, cu preocupări imediate de cercetare în teren.

Încă de la prima lecţie de geografie (1900), Mehedinţi abordează „Obiectul geografiei" (B.S.R.R.G., XV şi „Opere alese", 1967). El va publica însă o concepţie închegată şi amănunţit dezvoltată asupra acestei problematici abia în opera sa capitală „Terra, introducere în geografie ca ştiinţă" (apărută în două volume, în 1931). Cartea este o replică modernă la lucrarea „Cosmos" a lui Humboldt, ca şi la cea a lui Alfred Hettner, „Die Geographie, ihre Geschichte, ihr Wesen und ihre Methoden" (1927) („Geografia României", vol. I, 1983). Mehedinţi consideră că limitarea geografiei la studiul suprafeţei terestre (ca la Richthofen, sau ca la Ritter) reprezintă un regres faţă de viziunea lui Humboldt. De la acesta din urmă el

preia, dar şi dezvoltă, principiile cauzalităţii, al interdependenţei şi convergenţei, formulând definiţia geografiei ca „ştiinţă a Pământului considerat în relaţia reciprocă a maselor celor patru învelişuri, atât din punct de vedere static (al distribuţiei în spaţiu), cât şi din punct de vedere dinamic (al transformării în timp)" („Terra", 1931, p. 61, vol. I şi p. 1166, vol. II). Reţinem din opera lui Mehedinţi progresele făcute în sintetizarea obiectului şi a definiţiei geografiei, aportul la metoda, mijloacele cercetării (observarea, descrierea, condiţiile descrierii cartografice), categoriile geografice, descrierea geosferelor, clasificările şi legile geografice.

O anume continuare a concepţiei lui Mehedinţi se întâlneşte şi la trei dintre discipolii săi. *George Vâlsan* (1885–1935) este cel care introduce noţiunile de înveliş geosferic şi complexe naturale în care se subdivide suprafaţa Pământului şi care rezultă dintr-o „polarizare locală sau regională a unor intensităţi, extensiuni şi interdependenţe variabile" („Sensul geografiei moderne", B.S.R.R.G., LVII, 1938). Un alt elev al profesorului Mehedinţi, *Constantin Brătescu* (1882–1945) consideră geografia ca fiind o ştiinţă a descrierii şi a explicării variatelor aspecte de la suprafaţa Pământului, dar şi o ştiinţă de cugetare într-un vast domeniu de cunoaştere, „o sinteză a numeroase discipline ştiinţifice" („Istoria, obiectul şi metodele geografiei", Analele Dobrogei, V–VI, 1926). Mult mai fecund în preluarea concepţiei lui Mehedinţi a fost *Vintilă Mihăilescu* (1890–1978). El abordează probleme de teorie geografică mai ales după 1945 („Consideraţiuni asupra geografiei ca ştiinţă", Biblioteca I.C.G.R., Seria A.1, Editura Socec). Activitatea sa publicistică culminează cu lucrarea „Geografie teoretică" (1968), în care abordează problema geografiei ca ştiinţă, organizarea cercetării pe regiuni geografice şi pe cele două grupe de ştiinţe geografice, geografia integrală regională, metoda geografică, geografia geosferelor ş.a. Tot el dezvoltă, pe parcursul mai multor articole, problema „regiunii" sau a regiunilor geografice („Regiune geografică şi regiune economică", S.C.G.G.G, Geogr. XI, 1964; „Validité du concept de région en géographie", R.R.G.G.G. Geogr., nr. 8, 1964; „Geografie – ecologie, regiune geografică – ecosistem", S.C.G.G.G., Geogr. XVII, 2, 1970; „Le géosystème", în R.R.G.G.G, Geogr., 17, nr. 1, 1973; „Structura geografică", în M.S.S. Acad. Rom., seria IV, I, 1977–1978, Bucureşti, 1979). Formularea teoretică a unei *scări taxonomice* a regionării a fost dezvoltată pentru geomorfologie în 1976 (Posea, „Geomorfologie", p. 503) şi aplicată concret la întregul teritoriu al României în 1984 (Posea şi Badea, „România. Unităţile de relief", hartă 1:750 000, Editura Ştiinţifică).

Treptat, se tinde către *o teorie a regiunii geografice şi a regionării*, până în prezent însă insuficient dezvoltată.

În tendinţa reformulării unei noi concepţii asupra geografiei generale (teoretice) s-a urmărit atât calea regionării, dar şi adoptarea *teoriei sistemelor* (termenul de geosistem este folosit în geografie pentru prima dată de Victor Soceava în 1963). La nivelul geografiei fizice generale nu s-au realizat prea multe progrese în ceea ce priveşte depăşirea concepţiei formulate de Mehedinţi încă de la începutul secolului, şi anume că *obiectul geografiei este Pământul ca sistem integrat suprasistemului solar*, cu geosferele sale subordonate ierarhic ca subsisteme. Un anume pas înainte s-a făcut prin definirea *sociogeosistemului* ca obiect al geografiei generale (Donisă, 1987).

Rezultate mai bune şi bazate pe realităţi uşor de intuit, s-au obţinut pe calea specializării, respectiv a dezvoltării, mai mult sau mai puţin disparate, a diferitelor *discipline fizico-geografice*. Un prim avânt l-a luat *geomorfologia*. Sub influenţa cercetărilor şi a publicaţiilor lui De Martonne, pătrunde în geografia fizică românească concepţia ciclului eroziunii normale (suprafeţe şi niveluri de eroziune) formulată de americanul Davis în 1899. Concepţia ciclului de eroziune este aplicată în cercetarea Carpaţilor, a Subcarpaţilor şi a podişurilor. Concomitent cu studiul suprafeţelor de nivelare, sunt abordate şi alte probleme, precum terasele, glacisurile, procesele geomorfologice etc. În dezvoltarea acestei direcţii un rol de seamă l-au avut geografii Vâlsan şi Brătescu.

După cel de-al doilea război mondial se renunţă treptat la ciclul eroziunii ca teorie de bază, conturându-se cea a *evoluţiei paleogeomorfologice* (Posea, Ilie, Grigore, Popescu, „Geomorfologia generală", 1970), pe baza *cartografierii geomorfologice*. În fond, toate ştiinţele care au ca obiect de studiu realitatea spaţială de la suprafaţa scoarţei recurg la cartarea concretă a fenomenelor şi numai după aceea la interpretarea şi explicarea lor, mai ales pe calea reconstruirii evoluţiei lor paleogeografice şi istorice.

Conform acestei concepţii a fost realizată şi o lucrare de sinteză – „Relieful României", Posea, Popescu şi Ielenicz (Editura Ştiinţifică, 1954), pe principiile geomorfologiei generale, dar şi regionale. Este vorba de refacerea sistematică a istoriei reliefului României văzut ca întreg, „într-o devenire paleogeografică generală din care să reiasă lanţul principalelor momente evolutive, al principalelor tipuri genetice de relief, aşa cum au fost ele iniţial şi modul cum s-au păstrat astăzi, precum şi condiţiile de bază ale modelării, inclusiv procesele morfologice actuale" (p. 7). *Concepţia paleogeomorfologică* a acestei lucrări a fost concretizată în sens teoretic general în *scara morfocronologică*, o scară temporală şi spaţială a evoluţiei pământului românesc, dar care se

poate aplica şi la restul zonelor continentale. Mihăilescu („Elemente de morfografie", Editura Academiei, 1977) a considerat această orientare ca „paleogeomorfologică" (p. 55), în contrast cu direcţia „morfogeografică", apreciind lucrarea „Relieful României" drept „cea mai reprezentativă sinteză de geomorfologie genetică a României... şi unică în literatura de specialitate" (p. 56).

Aprofundarea geografiei pe discipline pare să ridice două probleme: prima este reprezentată de o *tendinţă de a intra în obiectul de studiu al unor ştiinţe înrudite*, iar a doua, de *disociere a obiectului unitar* al geografiei, care ulterior trebuie „recompus", eventual, de o disciplină sintetizatoare. Pentru primul caz se citează mai ales biogeografia (cu tendinţa de a aluneca spre botanică şi zoologie), pedogeografia (relaţionată cu pedologia), hidrologia (spre hidrotehnică), geomorfologia (spre geologie), geografia umană (spre demografie, statistică, economie etc.). Mihăilescu (1968) vede rezolvarea acestui aspect printr-o „pregătire de bază (geografie fundamentală)" a fiecărui geograf şi apoi prin „iniţieri complementare sau auxiliare" în ştiinţe limitrofe (fizice, biologice, sociale, istorice etc.). Acestea nu trebuie însă să „meargă până la ruperea geografului de geografie şi la trecerea lui în alte domenii de studiu" (p. 42). Chiar mai mult, pentru a „geografiza" subramurile geografiei, el propune folosirea altor denumiri decât cele încetăţenite, ca de exemplu: climatografie sau geografia atmosferei, hidrogeografie sau geografia apelor, morfogeografie sau geografia reliefului ş.a. (p. 42). Desigur, schimbarea unei denumiri, din „logie" în „grafie" sau din „geomorfo" în „morfo" etc., nu aduce şi schimbări la nivel de conţinut, soluţia nefiind viabilă. Ideea însă este că *orice parte a întregului, studiată iniţial separat, se impune a fi raportată neîntrerupt la întregul teritorial* din care face parte. Râul studiat în afara climei, a reliefului şi a vegetaţiei, a modificărilor antropice etc., dar şi în afara modului cum influenţează el aceste componente ale mediului, nu conduce la o viziune geografică şi cu atât mai puţin la un spirit integrator în întregul teritorial. Este vorba de *principiul raporturilor spaţiale*, moştenit încă de la Hettner („Die Geographie...", 1927) şi aprofundat ca ştiinţă (1945) sub formularea de **principiul integrării elementelor în unitatea regională, respectiv planetară** (p. 18).

Introducerea metodelor cantitative, a analizei istorice şi sistemice în ştiinţele speciale ale geografiei a deschis modalităţi noi de aprofundare, pe baza unor concepţii noi şi integratoare. De un real folos a fost introducerea metodelor cantitative, dar şi calitative, noi. Acestea au condus la adunarea

unui material faptic bogat care, prelucrat prin metode analitice, reprezintă baza unor sinteze regionale şi generale viabile. În această direcţie, a metodelor de studiu, menţionăm doar câteva din realizări: „Harta geomorfologică generală" (Posea, Popescu, 1964, în Anal. Univ. Buc., seria Geografie, XIII, 1), „Principii şi metode de cercetare în geografia fizică" (Morariu, Velcea, Editura Academiei, 1971), „Relieful României" – scrisă într-o concepţie paleogeografică şi sistematizată pe principiile unei scări spaţio-temporale (Posea, Popescu, Ielenicz, Editura Ştiinţifică, 1975), „Cartografierea fizico-geografică" (Valeria Velcea, Tipog. Univ. Buc, 1976), „Reprezentarea grafică şi cartografică a formelor de relief" (Grigore, Editura Academiei, 1979), „Morfometria bazinelor hidrografice" (Zăvoianu, Editura Academiei, 1978), „Principii, metode şi tehnici de lucru în geografie" (Coteţ, Nedelcu, Editura Didactică, 1976), „România – regionarea geomorfologică", hartă la scara 1:75 000, care introduce o scară taxonomică şi o legendă specifică regionării, diferită de cea a tipurilor de relief (Posea, Badea, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, 1984), „Elemente de geomorfologie dinamică" (Mac, Editura Academiei, 1986), „Morfologia şi dinamica albiilor de râuri" (Ichim, Bătucă, Rădoane, Duma, Editura Tehnică, 1989), „Efectele barajelor în dinamica reliefului; o abordare geomorfologică" (Ichim, Rădoane, Editura Academiei, 1986) ş.a.

4. Geografia şi teoria sistemelor

Necesitatea unor studii cât mai riguros ştiinţifice, bazate pe o multitudine de date şi indici cantitativi mereu în schimbare, a condus, ca şi în alte ştiinţe, la folosirea de metode matematice şi informaţionale. În prim plan, în această direcţie, stă *analiza structurală şi cantitativă*, afirmată prin dezvoltarea *teoriei generale a sistemelor*. Pentru geografie, o importanţă maximă capătă *metoda de abordare sistemică* impusă de această teorie. Metoda sistemică are la bază continua confruntare între varietatea imaginilor subiective asupra realităţii, prin intermediul modelelor (regionale sau generale), cu dublu scop: **de a cunoaşte şi înţelege realitatea în dinamica ei şi de a-i sintetiza trăsăturile esenţiale** (Chorley, Kennedy, 1971; Racine, Reymond, 1973; Strahler, 1980).

Teoria sistemică operează cu câteva noţiuni de bază: sistem general, elemente, relaţii, stări, informaţie, feed-back (Botez, Celac, „Sistemele spaţiului amenajat", 1980). Autorii citaţi înţeleg prin sistem general „un ansamblu de obiecte în interdependenţă, ce se cer a fi studiate în ansamblul

conexiunilor interne şi în legătură cu mediul care le înconjoară, într-o perspectivă globală" (p. 32). Această definiţie a sistemului porneşte de la elementele sale, motiv pentru care a fost numită şi **abordare structurală**.

Alţi autori definesc sistemul plecând de la procesele ce au loc în interiorul său (**abordare procesuală**). *Procesele* conduc la identificarea de relaţii în raport cu anumite familii de transformări care precizează apoi structura sistemului respectiv. Există şi abordări de tip **funcţional** sau de altă natură. Definiţia sistemului conţine, în afară de elemente, **interdependenţe şi mişcare** (de unde caracterul dinamic şi prezenţa factorului *timp*). Acest din urmă aspect presupune existenţa unui *trecut* al sistemului (istoria sa), a unui *prezent* şi o *perspectivă* evolutivă.

Elementele sunt clasificate după unele ştiinţe sistemice în **intrări, ieşiri** şi **stări**, introducându-se conceptele cibernetice de **sistem închis, izolat, deschis, de tip buclă de feed-back** (pozitivă şi negativă), cu rol de *autoreglare*. Elementele mai sunt clasificate în **elemente date** şi elemente *de* **decizie şi control**, alteori în **elemente exterioare** (ambientul sau mediul, uneori greu de separat de sistemul propriu-zis) şi **interioare** (ale sistemului în sine). Această din urmă clasificare conduce la o *topologie* (structură a unui spaţiu anume) sau geometrie a sistemului, în care se remarcă noţiuni şi *raporturi* de tipul: **limite, vecinătăţi, relaţii sistem – ambient**. În decursul timpului, aceste relaţii capătă forme alternative de *adaptare la ambient*, expresie a tendinţei spre un echilibru intern, ce duce la apariţia unor elemente noi (de exemplu, formarea la un moment dat a învelişului vegetal şi a celui de sol, în mediul de la suprafaţa reliefului).

În spaţiul elementelor şi al interdependenţelor unui sistem se realizează uneori **structuri ierarhizate, straturi şi niveluri** care conduc la o complexitate mare în privinţa intrărilor, ieşirilor, criteriilor de reglare internă etc.

Sistemele se deosebesc de obiectele nesistemice prin **caracteristicile lor generale**, precum: *heterogenitatea componentelor, existenţa structurii, dimensiunea ambientală (ecologică)* şi *comportamentul dinamic*.

1. **Heterogenitatea** presupune faptul că un sistem este format din obiecte multiple, de naturi foarte diferite, numite **elemente, componente** sau **subsisteme.** Natura lor diferită poate fi de tip spaţial, funcţional, cantitativ etc. Studiul sistemului nu poate fi redus însă la suma studiului părţilor, sistemul nefiind suma caracteristicilor părţilor componente, ci *noua calitate* ce rezultă din interacţiunea acestor părţi. Din punct de vedere metodologic, acest fapt impune ca

după analiza elementelor componente, să se revină la *cercetarea ansamblului.*

2. **Structura** (anatomia sistemului) reprezintă ansamblul format din elemente şi relaţii. **Elementele** nu sunt situate simplu unele lângă altele, ci sunt „concentrate" prin legături, pe principiul „orice este legat de orice". Aceste tipuri de legături poartă denumirea de **relaţii.** Structura impune *coerenţă* unui sistem, indicând limitele sau *perimetrul spaţial de manifestare* a proprietăţilor sistemului respectiv. Structura presupune noţiunile de elemente, relaţii, coerenţă, spaţiu (respectiv limite).
3. **Dimensiunea ambientală** (ecologică) arată că orice sistem se dezvoltă într-un *mediu* (suprasistem) situat în afara perimetrului său, cu care el intră în relaţie. De aici rezultă că orice sistem se comportă atât ca sistem, cât şi ca suprasistem (asemenea sisteme sunt numite *holon*, iar ierarhizarea lor formează *holarhia*). Din această perspectivă, se pot separa mai multe modele sistemice ale realităţii: sisteme **închise** (fără schimburi cu exteriorul), **izolate** (ce realizează doar schimburi energetice cu exteriorul), **deschise** (ce presupun toate tipurile de schimb cu mediul). Sistemele reale nu sunt însă numai deschise, ci sunt sisteme care reacţionează la *stimulii interni şi externi*, prezentând o **sensibilitate faţă de condiţiile iniţiale** (orice modificare în parametrii sistemului duce la un lanţ de reacţii menite să reajusteze echilibrul; succesiunea lor rareori putând fi prognozată). Calitatea principală a materiei este aceea de a reacţiona, chiar dacă cu o anumită întârziere, ce se datorează complexităţii sale organizatorice. Această capacitate stă la baza procesului evolutiv, respectiv de transformare în funcţie de noile condiţii din sistem.
4. **Comportamentul dinamic** este definit prin anumite **stări, faze** sau **stadii** traversate de către un anumit sistem, într-o anumită unitate temporală, ca răspuns la fluctuaţia intrărilor. Altfel spus, modificările cantitative duc la transformări calitative în structura sistemului şi în raporturile sale cu ambientul, ceea ce indică comportamentul său variabil în timp.
5. **Echilibrul dinamic** constituie o stare către care tind pe parcursul evoluţiei lor toate sistemele naturale. Această tendinţă rezultă din însuşirea fundamentală dată de schimbul permanent de materie şi energie cu mediul şi cu sistemele vecine. Echilibrul dinamic presupune **echilibrul forţelor** ce acţionează în sistem şi se reflectă în **echilibrul proceselor,** materializate în **stări de stabilitate** ale aspectului

sistemului. Geografia cuprinde, în acest sens, două mari categorii de sisteme: *materiale (fizice) propriu-zise* (sau „ne-vii") şi *biologice*. Până de curând se presupunea că sistemele ne-vii evoluează spre **entropie** (dezordine)[6] şi spre dispariţia lor prin atingerea echilibrului termodinamic (legea a doua a termodinamicii, care stabileşte că entropia într-un sistem închis nu scade niciodată, crescând până la totala omogenizare a tuturor parametrilor sistemului)[7]. Din perspectiva evoluţiei sistemelor neliniare, în cazul sistemelor geomorfologice însă, o anumită creştere a entropiei caracterizează doar evoluţia descendentă a reliefului, în condiţii de stabilitate tectonică şi climatică (Phillips, 1995). Dar aceasta nu este o tendinţă generală de evoluţie, sistemele naturale nefiind sisteme închise sau izolate, ci sisteme ce reacţionează la stimuli interni şi externi, autoorganizându-se. Un nou aport (input) energetic şi de materie va determina reorganizarea şi creşterea complexităţii structurale a sistemului prin procese de autoreglare, ducând la diminuarea entropiei sale. Prin fluxurile energo-materiale ce traversează continuu, dar cu intensităţi diferite, sistemele „ne-vii" sunt îndepărtate neîncetat de la tendinţa de creştere a entropiei din interiorul lor (Scheidegger, 1992; Phillips, 1995). Mult mai vizibilă devine această continuă organizare prin consum energetic din exterior în cazul sistemelor biologice. Indivizii ajung la entropie o singură dată în viaţă, atunci când mor şi schimburile cu mediul exterior încetează, atingându-se echilibrul termodinamic (Prigogine, 1966, 1984).

6. **Autoreglarea**, ca principiu esenţial al ciberneticii, este proprie tuturor sistemelor. Ea se referă la realizarea unui sistem de autocontrol pentru atingerea şi menţinerea echilibrului dinamic şi a

---

[6] Conceptul de entropie (gr. entropus = reîntoarcere, involuţie) a fost creat de fizicianul german Rudolf Clausius în 1865. Entropia se notează cu S şi se reprezintă prin relaţia: $S = k \ln W$, în care k este constanta lui Boltzmann ($k = 1{,}38 \cdot 10^{-16}$ erg/K), iar W reprezintă probabilitatea termodinamică a unei stări oarecare.

[7] Scenariul anilor '30 asupra „morţii termice" a Universului, considerat ca sistem închis (Hermann von Helmholty, 1856) ce va sfârşi prin disoluţia conţinutului său într-o radiaţie termică neorganizată, a fost definitiv infirmat prin descoperirea faptului că, deşi entropia Universului creşte, entropia maximă pe care acesta o poate avea la un anumit moment dat creşte cu mult mai rapid. Astfel, diferenţa dintre entropia efectivă şi cea maximă posibilă se măreşte continuu, iar Universul se îndepărtează tot mai mult de starea inertă a echilibrului termodinamic. Totodată, Universul se dilată foarte aproape de bariera critică dintre un Univers închis şi unul deschis (Barrow, 1994).

integralităţii sistemice. Autoreglarea presupune autocontrolul, ceea ce înseamnă că informaţiile din mediul exterior sau interior sunt recepţionate, prelucrate şi transmise spre centrii de decizie, pentru a genera o **reacţie** (răspuns) la stimulii primiţi. Procesul de primire şi prelucrare a informaţiei despre starea sistemului este neîntrerupt, datorită mecanismului de feedback (de conexiune inversă între noua stare a sistemului şi centrii de control care determină o nouă reacţie a acestuia). Această conexiune inversă, ce facilitează capacitatea de reacţie, menţine totodată stabilitatea sistemului. Cu cât reacţia este mai rapidă, cu atât stabilitatea este mai mare, prin capacitatea sistemului de a se adapta rapid la noile condiţii de mediu. Cu cât sistemul este mai complex (având structuri şi funcţii diferenţiate), cu atât stabilitatea şi echilibrul său dinamic sunt mai puternice. Totodată, sistemele autoreglate sunt sisteme sensibile faţă de condiţiile iniţiale, înregistrând orice modificare la acest nivel.

7. **Integralitatea** este cea mai importantă însuşire a sistemelor. Sistemul este altceva decât suma părţilor pe care le conţine. El are însuşiri noi, ce rezultă din interacţiunea dinamică a elementelor componente. De exemplu, apa este mai mult decât suma calităţilor elementelor chimice pe care le conţine, ea fiind definită prin calitatea specifică de a menţine viaţa (ceea ce părţile ei componente, luate separat, nu o pot face). Este vorba deci de faptul că **întregul**, care se compune din părţi sau elemente, are întotdeauna caractere şi funcţionalităţi noi, diferite de cele ale componentelor. Totodată, elementele integrate unui anumit sistem au alte însuşiri, decât atunci când fac parte din alt sistem. De exemplu, un râu izolat în deşert prezintă un alt tip de comportament faţă de cel integrat unui sistem hidrografic ecuatorial cu ieşire la mare.

În geografie, operându-se cu sisteme spaţiale, s-a simţit nevoia alcătuirii unor *scări geografice spaţio-temporale* (similare celor geologice). În mod concret, au fost delimitate trei tipuri de sisteme spaţiale, ordonate ierarhic: planetare, teritorial-spaţiale şi socio-spaţiale. În prima categorie intră sistemele ale căror elemente şi relaţii (interdependenţe) interferează cu problematica Terrei în ansamblul ei; în cea de a doua, se includ relaţiile specifice dintre geosferele de la suprafaţa scoarţei Pământului; iar în cea de a treia, interferează ambientul natural cu cel social, rezultând sistemele socio-spaţiale.

În această concepţie sistemică, atât Pământul ca planetă, cât şi fiecare fragment al spaţiului natural sunt sisteme. Caracterele sistemice se recunosc uşor în relaţii ca: alternanţa dintre zile şi nopţi, dintre anotimpuri, relaţiile

dintre curenţii oceanici şi clima uscaturilor continentale limitrofe, formarea zonelor climatice, evoluţia vremii, raportul climă – relief, climă – sol etc.

1. **Sistemul planetar al Terrei** este alcătuit dintr-un set de elemente de naturi diferite (heterogene): nucleu, manta, litosferă, hidrosferă, atmosferă, magnetosferă, biosferă, pedosferă, sociosferă ş.a. Toate aceste elemente pot fi studiate separat (ca sisteme în sine), dar, pentru geografie, ansamblul unitar al Terrei nu poate fi redus la însumarea lor. Aceste învelişuri constituie subsisteme ale căror *interrelaţii, fluxuri* de materie, energie şi informaţie prezintă interes pentru geografie. Pământul are deci o *structură unitară* şi o *coerenţă* proprie, funcţională în cadrul unor *limite spaţiale*. Pe de altă parte, ca orice sistem, Pământul are un *ambient* – sistemul solar – cu care interacţionează. De asemenea, planeta are un *comportament dinamic*, care presupune coordonata *timp* şi care impune studiul diferitelor stări (faze, stadii) prin care a trecut acest sistem în istoria sa, starea sa actuală şi posibila sa stare viitoare.
2. **Geosistemul teritorial-spaţial** (*învelişul geosferic* – cum l-a denumit Vâlsan) este următorul sistem, sub aspectul ordonării ierarhice, ce intră în preocupările geografiei. El este conceput, în acelaşi timp, ca subsistem al Terrei. Geografia abordează acest sistem pe două căi:
   a. Prima se referă la **sistemele generale** de la exteriorul scoarţei terestre, având ca elemente de bază *geosferele externe, studiate separat* (ca sisteme): relieful (reliefosfera sau morfosfera), hidrosfera şi atmosfera, studiate fiecare de câte o disciplină aparte: geomorfologia, hidrologia şi meteorologia „climatică". Aceste discipline nu rămân însă în domeniul geografiei decât atunci când privesc sferele respective ca subsisteme ale planetei, adică urmăresc relaţiile acestora atât cu celelalte sfere ambientale (de ex. relieful în raport cu interiorul Pământului, dar şi cu hidrosfera etc.), cât şi cu planeta ca întreg.
   b. A doua cale, care nu o exclude, ci o aprofundează pe prima, abordează **mediul geografic** de la suprafaţa Terrei. Este vorba de *interacţiunea* **elementelor primare** (relief, hidrosferă, atmosferă) şi a celor adăugate pe parcursul evoluţiei mediului terestru (vegetaţie, sol), dar şi de **rezultanta relaţiilor** create între acestea chiar la nivelul suprafeţei Pământului. Acestea sunt urmărite în varietatea lor *locală, regională, zonală şi globală*, formând mediile terestre care au condus la apariţia vieţii şi a societăţii

umane. La acest nivel de abordare, studiul sferelor amintite (la punctul a) se restrânge calitativ la detalierea fenomenologiei specifice pentru fiecare mediu. În plus intervine *analiza sferelor noi*, apărute în interiorul mediului geografic: *biosfera, pedosfera, sociosfera.* Ajunse la existenţă, aceste ultime sfere s-au integrat ca elemente ale mediului, pe care l-au modificat şi completat, oferindu-i caracteristici noi. Dar, geografia abordează la acest nivel nu numai elementele componente ale mediului, primare şi derivate, ci şi majoritatea celorlalte *elemente, fenomene şi procese care au un „suport spaţial terestru"* (între care s-au stabilit legături de coabitare spaţială). Studiul se realizează pe principii analitice, pe elemente (dar într-o viziune holistă, integratoare), precum şi în sinteză (ca mediu geografic). Acest mod de abordare a determinat apariţia unor noţiuni precum *ecosistem, geosistem, ecotop, biotop, geotop, landşaft, peisaj, mediu înconjurător, environment, sisteme spaţiale terestre*[8] etc.

Geosistemele terestre se prezintă *spaţial* într-o mare varietate, pe care geografia încearcă s-o sistematizeze teoretic în geosisteme zonale, regionale, locale, dar şi într-o scară temporal-evolutivă. Esenţială rămâne prezenţa (variată) unor elemente heteroclite intrate în interrelaţii şi condiţionări reciproce şi evolutive. Sarcinile cercetării geografice devin, la acest nivel, următoarele, ele formând *baza geografiei*:

b.1. să studieze *analitic, cantitativ şi calitativ* variaţiile fiecărui component al mediului (frecvenţe, amplitudini etc.) pe un anumit spaţiu concret (folosind metoda hărţii tematice), pentru ca în final să realizeze regionarea teritorială a elementului respectiv;

b.2. să efectueze *sinteza* elementelor pe baza interrelaţiilor şi a concepţiei sistemice, evidenţiind specificul şi varietatea mediului ca întreg;

b.3. să efectueze *regionarea* geografică (delimitarea taxonomică de areale cu medii diferite de tipul geosistemelor sau al peisajelor), *descriind caracteristicile, structura şi funcţionalităţile acestora.*

Astfel de studii sunt realizate pe baze interdisciplinare de către *geografi specializaţi* pe diferite domenii, sinteza rezultatelor fiind însă adesea opera unuia sau a cel mult câţiva geografi, ce provin ca specializare din una

[8] În prezent, geografia tinde să fie definită tot mai mult ca **ştiinţă a sistemelor spaţiale terestre**, a legilor de dezvoltare şi de autocoordonare a acestora.

dintre direcţiile mai puternic legate de *cercetarea de teren*. Disciplina generală ce ar trebui să „însumeze" astfel de studii este *geografia mediului înconjurător* (termenii uzuali de geoecologie sau ecogeografie nefiind adecvaţi, deşi au calitatea de a se încetăţeni mai uşor).

3. **Sistemele socio-spaţiale** (geosociosistemul) reprezintă configuraţii spaţiale care *sudează pe un spaţiu* definit elementele mediului natural – sau o parte din ele – cu elementele construite de om, sau adaptate funcţiilor rezultate din existenţa societăţii, precum şi existenţa populaţiei în sine ca problematică spaţială. Este vorba în fapt de interferenţa ambientului natural cu problematica socială: *naţiuni, state, grupări de state, viaţă economică, social-politică* etc. Toate acestea sunt privite (studiate) fiecare în varietatea lor, dar sistematizate teoretic la nivel local, regional şi global.

Sociogeosistemul prezintă, de asemenea, caracterele sistemelor generale spaţiale, respectiv:

a. se compune din *elemente heterogene* (relief, ape etc., populaţie, elemente de tehnologie, aşezări etc.), între care s-au stabilit relaţii de existenţă şi funcţionalitate materializate în fluxuri de materie, energie, informaţii, pe principiul autoreglajului;
b. are un *mediu ambiental* cu care stabileşte interrelaţii;
c. se manifestă printr-un *comportament dinamic*, adică evoluează în timp trecând prin diferite stări, aflate mai aproape sau mai departe de *echilibru*.

Trebuie precizat faptul că elementele de tip social ale acestui sistem geografic nu sunt indivizii în sine (decât în mod excepţional), ci **elementele de colectivitate** (populaţia, industria şi nu o fabrică sau alta) şi **relaţiile dintre acestea** (şi nu dintre indivizi). Specificul studiului sistemelor socio-spaţiale (de care se ocupă geografia economică şi umană, dar şi geografia mediului) provine din aceea că, în cadrul lor intervine mai vizibil un **subspaţiu al obiectivelor** (sau al valorilor, idealurilor, intereselor etc.), cu rol deosebit pentru structura şi dinamica sistemului. De exemplu, aici se manifestă *interese* de supravieţuire, de menţinere a unor structuri anacronice, de progres în diferite direcţii etc. Cu alte cuvinte, este vorba despre **elementele date** ale sistemului pe de o parte, şi de cele **de decizie şi control**, obiective sau subiective, pe de altă parte. Ca urmare, interdependenţele dintre elemente pot fi descrise atât prin concepte geosistemice, dar şi prin cele informaţionale şi decizionale.

Geosociosistemul constituie deci o „subclasă" a sistemelor teritorial-spaţiale, dar şi o subclasă a celor sociale. De aici rezultă **dualismul** sau **ambivalenţa geografiei** ca ştiinţă, care este susţinută prin ambivalenţa speciei umane.

Omul se supune legilor naturale: se naşte, creşte, moare etc. Toate resursele pentru viețuire îi sunt oferite doar de natură. Omul a evoluat din natură, din care s-a desprins în măsura în care **şi-a creat propria sa natură** şi o istorie a sa aparte (istoria civilizaţiilor). Desprinzându-se din sistemul natural prin dezvoltarea conştiinţei de sine, omul a căpătat libertatea de a acţiona asupra naturii la toate nivelurile ei de organizare. **Reintegrarea conştientă a sociosferei în mediul său de viaţă**, pe baza înţelegerii lumii naturale, devine **dezideratul mileniului următor**, în care geografia are un mare rol prin abordarea globală a factorului uman şi a celui natural.

5. Elemente ale teoriei fizico-geografice: noţiuni, categorii, ipoteze, legi, teorii

În alcătuirea unei ştiinţe intră *materialul faptic* referitor la obiectul de studiu (totalitatea cunoştinţelor despre realitate), *teoria* (reprezentând rezultatul generalizării şi al abstractizării materialului faptic acumulat, fiind concretizată în noţiuni, categorii, ipoteze, legi şi teorii) şi *metodologia* (ansamblul principiilor, al metodelor, procedeelor şi mijloacelor prin care se dobândesc cunoştinţele ştiinţifice).

Noţiunea constituie cel mai simplu element al limbajului şi al teoriei geografice. Ea reprezintă un model conceput logic ce reflectă însuşirile generale şi esenţiale ale unei clase de obiecte (de exemplu: deal, vale, munte, râu, fluviu, pădure etc.). Majoritatea noţiunilor au o origine topologică, îmbogăţită însă în conţinut prin elemente genetice şi cauzale. Există şi o categorie de noţiuni geografice specifice care exprimă totodată şi un conţinut imaterial, teoretic. Aceste noţiuni modelează principiile generale dintr-un anumit domeniu geografic (de exemplu: zona, etajul etc.).

Categoria reuneşte noţiunile geografice fundamentale, de maximă generalizare, ce reflectă însuşiri, explicând totodată şi legăturile esenţiale dintre fenomene. Mehedinţi delimita, pentru geografie, *categoriile statice* (privind forma, culoarea, compoziţia, densitatea, temperatura, poziţia şi dimensiunile obiectului de studiu) şi *dinamice* (referitoare la direcţia mişcării, intensitatea şi ritmul ei). Fiecare disciplină prezintă o succesiune de *categorii generale* şi *specifice*, cu care operează. Pentru geografie, importante sunt *categoriile abstracte*, preluate din filozofie: de timp, spaţiu (ce

stau la baza conceperii scării taxonomice), continuitate şi discontinuitate, echilibru şi dezechilibru etc. Categorii specifice sunt peisajul geografic, care reflectă sintetic conţinutul geografiei ca ştiinţă sau, de exemplu, pentru geomorfologie, cele de profil de echilibru sau de nivel de bază.

Ipoteza este o presupunere, o explicaţie provizorie asupra unor fenomene, urmând a fi infirmată sau dovedită prin cercetare şi experiment. Ea se bazează pe succesiunea unor fapte, a unor conexiuni şi legităţi cunoscute anterior privind cauza şi mecanismul intern de producere a unor fenomene corelate. Ipoteza este un model presupus al realităţii, ca rezultat al unui proces complex de gândire, generalizare şi abstractizare (de exemplu, deducerea ipotetică a structurii atmosferei în Antichitate de către Aristotel). Ipoteza reprezintă un mijloc de cercetare ce stă la baza tuturor domeniilor ştiinţifice: pe baza informaţiei cumulate la un moment dat se emite o ipoteză de lucru (un model provizoriu) ce urmează să fie verificată prin intermediul cercetării de teren şi laborator. Existenţa unui volum mare de date apropie ipoteza de adevăr.

Legile exprimă raporturile esenţiale, necesare şi generale, stabile şi repetabile între elementele interne ale unui obiect sau fenomen, între obiecte diferite sau între stadii succesive ale unui proces. Legea constituie forma cea mai importantă a interdependenţei universale a fenomenelor. Pentru geografie, esenţiale devin legile: privind zonalitatea climatică, a învelişului de sol şi vegetaţie; legea etajării în funcţie de creşterea altitudinală a reliefului; a regionalismului, datorită expunerii şi a caracteristicilor diferite ale topografiei; legea eroziunii diferenţiale; a nivelului de bază; a echilibrului – atât între geosfere, cât şi în interiorul fiecărei sfere şi fiecărui element component, echilibru menţinut prin dinamica circuitelor de materie şi energie etc.

Teoria ştiinţifică reprezintă un ansamblu de ipoteze, legi şi noţiuni organizate într-un sistem logic coerent, pentru a descrie şi explica un anumit domeniu al realităţii (teoria circulaţiei generale a atmosferei, teoria ciclului de eroziune, teoria tectonicii globale, teoria sistemelor). Teoria reprezintă, deci, un model explicativ amplu asupra unei realităţi. Modelul ipotetic formulat iniţial este continuu confruntat cu date reale, îmbogăţindu-se treptat şi câştigând noi puncte de sprijin, care totodată pot modifica formularea de la care s-a pornit.

6. Metode, principii, procedee şi mijloace de cercetare în geografia fizică

Pentru a se ajunge la o teorie geografică coerentă şi solidă, trebuie acumulat un material faptic cât mai bogat şi exact asupra unui anumit obiect de studiu, prin intermediul unei metodologii specifice.

Metodologia unei ştiinţe (metodă + logos) reuneşte ansamblul metodelor, al principiilor, procedeelor şi mijloacelor concrete, materiale, prin care cercetătorul se apropie de o anumită sferă a realităţii. Metodologia mai are şi sensul de disciplină care studiază metodele unei ştiinţe.

Metoda reprezintă calea concretă (procedeul sau succesiunea de procedee), structurată într-un mod organizat şi sistematic de lucru, prin care se ajunge la cunoaşterea obiectului de studiu.

Principiul metodologic reuneşte normele sau regulile ce se impun a fi respectate pe parcursul cercetării. El mai poate reda o lege cu caracter foarte general, greu de demonstrat în mod direct, dar verificabilă în fapt prin consecinţele ce le impune (de exemplu, principiul cauzalităţii).

Procedeul indică felul concret de a executa o anumită operaţiune, proces de cercetare sau de folosire a unei metode, care arată doar direcţia generală ce trebuie urmată într-un anumit studiu (de exemplu, metoda inductivă aplicată prin intermediul procedeului de observaţie directă sau indirectă).

Mijloacele reunesc totalitatea instrumentarului şi a aparaturii necesare muncii de cercetare, pentru a atinge scopul propus. Uneori, chiar anumite procedee şi metode pot dobândi calitate de mijloace de cercetare.

De multe ori însă, sensul noţiunilor de procedeu, mijloc, principiu sau metodă geografică capătă o nuanţă echivalentă, sau se pot chiar substitui. Astfel devine explicabil faptul că, „observaţia" geografică este atribuită când sferei metodelor, a mijloacelor, când categoriei procedeelor. Alteori, s-a considerat că principiile sunt elemente ale metodei geografice (De Martonne, 1925).

*
* *

Pe parcursul conturării sale, geografia şi-a delimitat o metodologie specifică, adaptându-şi o serie de metode, principii, procedee şi mijloace.

Obiectul geografiei fizice îl constituie *Terra ca organism* şi mai ales *relaţiile dintre geosfere*, reflexul şi contribuţia lor la *formarea mediului* de la suprafaţa Pământului, importanţa Soarelui şi a sistemului solar la *structura şi dinamica mediului terestru.*

Cercetarea fizico-geografică se limitează însă în mod *concret* doar la studiul spațial al mediului de la suprafața planetei, ca produs unic al interacțiunii dintre energiile interne și externe ce se interferează aici. Scopul studiilor fizico-geografice este de a descifra complexitatea formelor materiale ca rezultat al manifestării anumitor legități ce acționează în sistem. La baza acestei înțelegeri stă *observația*, un bun om de știință trebuind să fie un sensibil și profund observator al realității.

Pe parcursul conturării geografiei moderne s-au succedat o serie de concepții privind **specificul metodologic** al noii științe. Începând cu secolul al XVII-lea, dar mai ales cu sec. al XVIII-lea, dominant devine spiritul *observației* impus prin personalitatea lui Humboldt. El introduce, totodată, cele două principii fundamentale ale geografiei: cel al *cauzalității* și al *comparației*, la care Ritter adaugă *principiul extensiunii spațiale*, iar Vidal de la Blache pe cel al *geografiei generale* (încadrarea unui fenomen local în legile generale privind apariția și evoluția lui la nivel global). În perioada următoare, specificul metodologic al geografiei devine *sinteza*, alteori sunt admise ca fiind definitorii *relațiile* dintre fenomene, geografia devenind o știință a sintezei și a relațiilor. Fenomenele și obiectele ce intră în relație erau considerate ca fiind obiectul de studiu al altor discipline. O dată cu dezvoltarea topografiei, din principiul extensiunii spațiale, s-a conturat, ca metodă generală specifică și geografiei, *metoda cartografierii*, preluată apoi în toate geoștiințele (de exemplu, în geologie, pedologie, biologie etc.).

Geografia fizică este deci, înainte de toate, o *știință a observațiilor și a cărtărilor de teren*, deși se folosește în înțelegerea lumii naturale și de aparatul matematic, fizic, chimic etc. Acest aparat auxiliar este un ajutor pentru ordonarea informației și vine în sprijinul diversificării observației geografice. De altfel, încă din 1931 Mehedinți arăta valoarea observației în cercetarea geografică, indicând condițiile și normele pe care trebuie să le îndeplinească ea.

Ca în toate științele ce pun la baza cercetării lor observația, geografia are și ea nevoie de cunoașterea și utilizarea concomitentă a rezultatelor altor științe. Deosebirea geografiei față de majoritatea științelor înrudite constă în faptul că acestea din urmă *abordează parțial* Terra și mediul terestru, în timp ce geografia, în ansamblul ei, îl cercetează ca pe un întreg, pe baza teoriei sistemice (așa cum procedează, la un alt nivel însă, astronomia pentru Univers).

6.1. Metode ale cercetării geografice

Metodele de bază în cercetarea geografică se referă la metoda cartografică, metoda dialectică, metoda inductivă şi deductivă, metoda analizei şi a sintezei, metoda comparativă, istorică, experimentală şi a modelării. În ultimul timp se vorbeşte chiar despre o metodă geografică.

Metoda cartografică constă în reprezentarea grafică la o scară redusă a elementelor, fenomenelor şi proceselor geografice de la suprafaţa terestră, sau proiectate pe această suprafaţă (de exemplu, fenomenele atmosferice). În principiu se redau areale ce delimitează un acelaşi fenomen, dar pot fi reprezentate şi diferite caracteristici, relaţii sau stadii de evoluţie ale faptelor geografice. Materializarea procesului cartografic este *harta tematică, globul*, dar şi o multitudine de tipuri de *profile, diagrame, cartograme, blocdiagrame* etc. Toate acestea devin mijloace de redare şi de studiu geografic, deoarece ele stau la baza efectuării şi a redării unor analize sau sinteze de specialitate, pe ele se pot contura sisteme sau structuri spaţiale, se deduc relaţii, legi.

Metoda dialectică constă în *înţelegerea unităţii şi a luptei contrariilor*, ce duce la evoluţia sistemului pe baza a două legi: legea trecerii schimbărilor cantitative în schimbări calitative şi cea a negării negaţiei. Întregul sistem natural este structurat pe principiul dualismului (continuitate – discontinuitate, necesitate – întâmplare, esenţă – formă, cantitate – calitate etc.), care formează unitatea întregului, dându-i posibilitatea ca prin reacţie să se transforme corespunzător noilor condiţii şi să evolueze. În prezent contradicţia maximă este între tehnică şi natură, contradicţie care se reflectă printr-un dezechilibru tot mai pronunţat atât la nivel de individ, cât şi de societate, cu repercusiuni în sfera dezechilibrelor ecologice. Întregul sistem fiind unitar, el reflectă de la individual la global toate contradicţiile ce apar în interiorul său, asemeni unui organism viu. Contradicţiile se acumulează întâi la nivel cantitativ, generând stări de tensiune ce se amplifică până la o anumită limită sau *prag*. Urmează o schimbare de ordin calitativ, respectiv o transformare în structura sistemului, cea veche necorespunzând noii realităţi (vezi exemplul Mării Aral, p. 33). Legea negării negaţiei redă *ciclicitatea transformărilor*. De exemplu, pediplena (câmpie de eroziune formată prin retragerea versanţilor montani) poate fi apreciată ca negarea unui lanţ muntos, care la rândul său apăruse ca o negaţie a fostei depresiuni geosinclinale (bazin marin de acumulare supus unor presiuni laterale, ce duc la cutarea şi ridicarea sedimentelor depuse).

Metoda inductivă reprezintă drumul de la singular la general. Este metoda de început a geografiei, când prin acumularea unui material faptic bogat s-a putut trece la eliminarea, prin comparaţie, a fenomenului parti-

cular, pentru a se desprinde, prin abstractizare, trăsăturile generale. Acestea au putut sta la baza conturării unor noțiuni, categorii și legi, pe care să se poată formula apoi diferitele teorii geografice. Generalizarea inductivă este pentru Mehedinți metoda principală în geografie, „omul de știință, pe lângă o reprezentare lămurită a formelor geografice, având mereu înaintea ochilor subordonarea cauzală a învelișurilor, trebuie, după ce a observat, a descris și clasificat fenomenele telurice, să ajungă pe calea inducției să ne arate și legea care guvernează *încatenarea* lor, așa ca să putem stabili, când este posibil, chiar o prognoză" („Terra", 1931, vol. I, p. 118).

Metoda deductivă corespunde drumului invers, de la general la particular. Ea ascunde în sine pericolul forțării realității în modele ideatice, concepute *a priori* și nu bazate pe generalizări ale realului (exemplul ciclului de eroziune al lui Davis, structurat în fazele de tinerețe, maturitate și bătrânețe a reliefului). Atunci când deducția urmează procesul inductiv, ea poate ajuta la dezvoltarea geografiei generale prin constatarea și explicarea unor abateri de la regulile formulate.

Metoda analizei a stat la baza evoluției științei. Ea a primit, totodată, un fundament solid prin opera lui Descartes, care afirma în 1637 că, pentru a înțelege complexul, acesta trebuie desfăcut în elementele sale componente, analizate separat. Absolutizarea analizei, care a primat treptat asupra sintezei, a marcat specificul unei metodologii reducționiste. Reducționismul identifică explicația fenomenelor cu o regresie către elementar, stând la baza științei pozitiviste a secolului nostru. Știința pozitivistă urmărește stabilirea, prin intermediul analizei, a alcătuirii și desfășurării lucrurilor în timp și spațiu, cu scopul practic de a transforma natura conform nevoilor continuu crescânde ale societății omenești.

Analiza, pentru a fi constructivă, trebuie raportată neîncetat, prin intermediul sintezei, la întreg. Ea trebuie *să fie funcțională* (indicând rolul elementelor în structura întregului), *statistică* (raportând serii de date, pe baza cărora pot fi formulate ipoteze probabilistice), *armonică* (arătând serii de variații periodice ale componentelor din geosistem) și *cartografică* (redând desfășurarea spațială a faptelor).

Metoda sintezei nu poate exista în lipsa analizei, cu care se intercondiționează. Ea reprezintă veriga care reface unitatea întregului, sub două aspecte: ca prezentare unitară a structurii spațiale a formelor și ca teorie despre legile proceselor ce dau dinamismul succesiunii formelor.

Metoda comparativă constă în compararea diverselor fenomene de același gen pentru a desprinde deosebirile și asemănările dintre ele, în vederea

evidenţierii unor legături legice. Comparaţia trebuie să fie *hologeică*, adică formele aceluiaşi fenomen trebuie urmărite pe toată suprafaţa Globului, şi *holocronică*, comparând fenomenele în timp (Mehedinţi, 1931).

Metoda istorică s-a desprins din compararea în timp a fenomenelor. Aceasta a fost adoptată de către geografi, începând cu secolul al XVIII-lea, o dată cu încetăţenirea concepţiei evoluţioniste în ştiinţă. În secolul al XIX-lea, Humboldt scria că „nu trebuie separată total descrierea naturii de istoria naturii. Geognostul nu poate înţelege actualul fără trecut" (Humboldt, „Cosmos", 1845, vol. I, p. 44). Metoda istorică a stat la baza conturării unei *direcţii paleogeografice* şi a unei *geografii istorice*, cât şi la implementarea în cadrul cercetării actuale a **metodei dinamice**. Aceasta constă în observarea directă, prin intermediul reţelei de staţii de profil, a schimbărilor actuale ale faptelor geografice sau a observării lor indirecte prin intermediul unor fotografieri şi cartări periodice (Probrajenski, citat de Donisă, 1977).

Metoda experimentală constă în reproducerea, în condiţii de laborator sau de teren, a unor procese şi fenomene pentru a putea fi studiate. *Experimentul se bazează pe o ipoteză şi constituie în acelaşi timp verificarea altor ipoteze.* Justificarea necesităţii experimentului se decide prin scopul legilor formulate, prin gradul de reprezentativitate şi transferabilitate a rezultatelor obţinute (Armaş, 1998). Gradul de control asupra condiţiilor de experimentare este un factor decisiv în funcţie de care Slaymaker (1980) menţiona, pentru geomorfologie, trei categorii de experiment:

1. prin intervenţie deliberată asupra condiţiilor naturale pentru a facilita stimularea dezvoltării formelor de relief dorite;
2. prin selectarea unei anumite forme de relief existente şi monitorizarea ei sub aspectul schimbărilor în timp datorate acţiunii unuia sau mai multor agenţi exogeni. Este metoda cea mai simplă şi în consecinţă şi cea mai frecvent utilizată, deoarece nu necesită intervenţia antropică în morfogeneză sau o bază materială costisitoare.
3. Stratificarea arealului test pe mai multe „areale de studiu", în funcţie de un anumit criteriu şi înregistrarea în timp a schimbărilor pe diferitele „niveluri" de analiză, datorate intervenţiei unuia sau a mai multor agenţi modelatori. Este metoda cea mai apropiată de spiritul cercetării geografice prin includerea elementului spaţio-temporal în studiul diferenţierii areale a parametrilor proceselor actuale, reflectabili în bilanţul de masă. Criteriile de delimitare pot fi de natură litologică, ţinând de utilizarea terenurilor, cu valoare geomorfologică

(Schumm, 1973), climatică (Rapp, 1974), pe bazine hidrografice, pe baza „sistemelor teritoriale" (Conacher, Dalrymple, 1977) sau a etajării parametrilor climatici (Bovis, 1978, citat de Armaş, 1998).

Metoda modelării a cunoscut o aplicabilitate maximă o dată cu introducerea *modelării matematice* pe principiile *teoriei generale a sistemelor*. Metoda porneşte de la cuantificarea relaţiilor dintre componentele unui sistem, a schimburilor de masă şi energie etc. Modelul se doreşte o copie simplificată a realităţii, putând fi de ordin *material* (harta în relief, macheta, globul) sau *ideal* (mental), când se foloseşte de limbaj, simboluri, grafică, modele matematice. Chorley (citat de Donisă, 1977) deosebeşte următoarele tipuri şi subtipuri de modele geografice:

1. Modele analoage cu sistemele naturale reale
   (analogii istorice şi spaţiale).
2. Modele sistemice specializate:
   a. construcţii (asemănătoare sau analoage),
   b. matematice (deterministe sau stochastice)
   c. scheme de organizare a experimentelor
3. Modele sistemice generale
   (sintetice, parţiale sau de tip „cutie neagră"[9]).

În urma apariţiei teoriei sistemelor s-a impus tot mai pregnant, ca metodă aparte, **metoda geografică**, drept un mod de abordare complexă a realităţii pe baza principiilor spaţialităţii, ale integrării fenomenelor şi ale evoluţiei lor în timp.

6.2. Principiile cercetării geografice

Principiile de bază ale metodologiei geografice se referă la principiul repartiţiei spaţiale, al integrării geografice, principiul cauzalităţii, al generalizării şi abstractizării, al evoluţionismului, al regionalismului, principiul ecologic şi al influenţei antropice asupra mediului natural (numit uneori principiu antropic, care nu trebuie confundat cu principiul antropic din astrofizică, II.4.2.).

Principiul repartiţiei şi al extensiunii spaţiale pleacă de la realitatea că toate fenomenele au o anumită poziţie şi extindere în teritoriu, determinând legături cauzale cu fenomenele învecinate, cât şi influenţe la

[9] Cutia neagră este un model care pune accentul doar pe cuantificarea intrărilor şi a ieşirilor din sistem, sau a stimulării şi a urmăririi reacţiei sistemului, necunoscând structura internă şi legăturile dintre componentele sistemului respectiv.

nivel global (de exemplu, Sahara este un deşert datorită poziţiei sale în zona tropicală, influenţând însă circulaţia atmosferei la nivel global).

Principiul integrării arată că fiecare fapt geografic trebuie privit într-un context de ansamblu, din perspectiva rolului şi a influenţelor sale în sistem. Faptele particulare trebuie continuu raportate la întreg, atât sub aspect funcţional, cât şi teritorial.

Principiul cauzalităţii este unul dintre primele principii în geografie, fiind o formă a manifestării interdependenţei universale, care leagă obiectele, procesele şi fenomenele într-un tot unitar. El se bazează pe categoriile de determinism şi pe unitatea dialectică dintre necesitate şi întâmplare.

Principiul generalizării şi abstractizării stă la baza conceperii teoriilor cu care se operează în geografie, prin structurarea noţiunilor şi a ipotezelor într-un edificiu logic şi coerent.

Principiul evoluţionismului decurge din capacitatea materiei de a reacţiona şi a se transforma continuu, dar cu ritmuri fluctuante, pentru a corespunde condiţiilor existente la un moment dat în sistem. Acest principiu îl implică pe cel al **istorismului**, care presupune ca faptele geografice actuale să fie explicate pe baza urmăririi lor în timp. Din explicarea evolutivă a stării prezente, se naşte şi **principiul dinamic**.

Principiul regionalismului decurge din faptul că obiectul cercetării este un teritoriu concret, care rezultă din interacţiunea specifică dintre elementele naturale, sociale şi economice locale, care duc astfel la conturarea de sisteme teritoriale unice. De aici rezultă necesitatea delimitării şi a ierarhizării acestor unităţi teritoriale, ca întreguri regionale, pentru ca ele să poată fi analizate complex şi interdependent, în vederea susţinerii dezvoltării lor durabile.

Principiul ecologic şi antropic se impune tot mai acut sub aspectul necesităţii integrării sociosferei în mediul său de existenţă, pe baza respectării cerinţelor naturii, şi nu a exploatării ei necondiţionate.

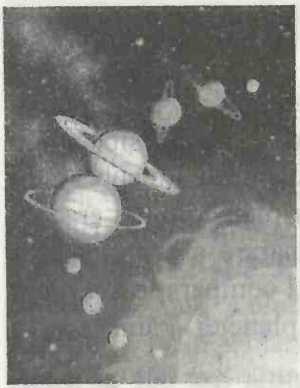
6.3. Procedee şi mijloace de cercetare geografică

Procedeele cercetării geografice au fost redate pentru prima dată pe larg în geografia românească de către Mehedinţi, în lucrarea sa monumentală „Terra, introducere în geografie ca ştiinţă" (1931). Procedeele se referă la *observarea* faptelor geografice (care poate fi *directă*, respectiv staţionară sau experimentală, şi *indirectă*, vizuală şi instrumentală, urmărind aspecte legate atât de dinamică, cât şi de formă), la *măsurarea* şi *descrierea* lor (descriere care trebuie să fie *exactă*, *cantitativă* şi *explicativă*, *comparativă* în timp şi spaţiu, *estetică*), *la reprezentarea*

grafică şi cartografică a faptelor geografice şi la *clasificarea* lor din perspectivă *tipologică*, *funcţională* şi *taxonomică*. În prezent, aceste procedee apar îmbogăţite prin folosirea *statisticii* în evidenţa şi prelucrarea sistematică a datelor, prin introducerea *anchetei geografice* ca posibilitate de a testa modalităţile de raportare a omului la mediu pe baza capacităţii sale perceptuale şi prin intermediul *regionării geografice* pentru o amenajare a teritoriului în sensul dezvoltării durabile.

Mijloacele cercetării geografice se referă la *limbajul de specialitate*, la *produsele grafice şi cartografice* ca rezultat al muncii de cartare, la *instrumentarul de observare şi măsurare* specific fiecărei discipline geografice. În prezent, mijloacele geografului se lărgesc prin folosirea tot mai pronunţată a *teledetecţiei* şi a *aparaturii moderne de stocare şi prelucrare* a datelor.

Desfăşurarea muncii geografului poate fi descompusă în trei mari **etape de lucru**: etapa pregătitoare sau de cabinet, etapa de teren şi cea finală. *Etapa pregătitoare* presupune o serie de demersuri cu rol de familiarizare a geografului cu problematica zonei, de documentare cartografică, aerofotografică şi bibliografică, de elaborare a unor hărţi de ordin cantitativ şi de pregătire a itinerariilor ştiinţifice pe baza unui plan de cercetare în teren. *Etapa de teren* constituie etapa esenţială în acumularea unui bagaj informativ actualizat şi obiectiv, putându-se desfăşura atât staţionar, cât şi itinerant (cercetare expediţională). *Etapa finală* este cea de definitivare a textului şi a materialului grafic şi cartografic însoţitor, pe baza unui plan sistematizat de tratare în conformitate cu scopul urmărit.



Partea a 2-a

SISTEMUL SOLAR

Natura nu este altceva decât Dumnezeu în lucruri.
Giordano Bruno
(1548–1600)

1. Definiții

Astronomia (termenul cel mai general) este definită ca „știință a aștrilor" (corpuri naturale care se văd pe bolta cerească, având lumină proprie sau reflectată) și a sistemelor de aștri (sistem planetar, solar, galaxie, Univers).

Cosmogonia („crearea lumii" în gr.) este ramura astronomiei care studiază formarea și evoluția corpurilor cerești și a sistemelor acestora; obiectul inițial de studiu s-a limitat doar la sistemul solar.

Cosmografia („descrierea lumii" în gr.) este ramura astronomiei care se ocupă cu descrierea Universului și a mișcărilor corpurilor cerești.

Cosmologia studiază structura și evoluția Universului (a Cosmosului)[10].

Planetologia este disciplina care tratează comparativ planetele sistemului solar.

Planetele sunt corpuri cerești ce descriu orbite eliptice în jurul unei stele (noțiunea de corpuri planetare descrie orice obiect ce realizează o revoluție în jurul unei stele). Comparația între planete se raportează îndeosebi la Pământ și se referă la proprietăți fizice, chimice, la structură, mișcări și mediile ce se dezvoltă la suprafața acestor corpuri cerești.

1.1. Istoricul planetologiei

Studiul comparat al planetelor, sub forma unei științe, este oarecum recent, închegându-se în cadrul N.A.S.A. Ca început al planetologiei comparate este luat anul 1974, când sonda *Pioneer 10* a trecut pe lângă Jupiter. Sondarea și studiile efectuate inițial pentru Lună și Marte, iar ulterior asupra planetelor Venus, Jupiter, Saturn etc., sau a unor sateliți au permis realizarea de analize comparative ale acestor corpuri cerești, în special în ceea ce privește geologia, morfodinamica externă, atmosfera, gravitația, câmpul lor magnetic etc., deschizând un nou capitol pentru

[10] Cosmos (termen grecesc) înseamnă *podoabă* și *armonie* (Mehedinți, „Premise și concluzii la Terra", 1946, p. 165).

„geoştiinţe". În literatura română noţiunea de *planetologie* a pătruns mai ales prin cartea lui George Gamow (profesor de fizică la Universitatea din Colorado) „O planetă numită Pământ" (1968), care cuprinde un subcapitol numit „Planetologie comparată". Sensul dat de autor planetologiei era „de descriere a corpurilor din sistemul solar şi de comparare a proprietăţilor fizice ale planetelor cu cele ale Pământului". Această comparaţie are drept scop înţelegerea mai profundă a caracteristicilor planetei Pământ şi a raporturilor ei cu întregul sistem solar.

Planetele vizibile cu ochiul liber sunt cunoscute şi urmărite încă din Antichitate, iar în anul 2449 î.Hr. chinezii au observat şi o conjuncţie a lor. Planetele au primit nume de zeităţi ale mitologiei greceşti şi romane, consacrându-li-se o zi din săptămână: *marţi* pentru Marte, *miercuri* pentru Mercur, *joi* pentru Jupiter, *vineri* pentru Venus şi *sâmbătă* pentru Saturn. *Duminica* îi era dedicată Soarelui, iar *lunea*, Lunii. Uranus, Neptun şi Pluto, invizibile cu ochiul liber, erau necunoscute lumii antice.

Sistemul solar nu a fost descris prin observaţii directe decât după 1980. Şi înainte de acest an, prin lansarea de sateliţi artificiali ai Pământului (primul *Sputnic*, în 1957), s-au cules o serie de date. Ele se refereau însă, în special, la mediul înconjurător al Terrei, la centurile Van Allen (zone cu particule dense, încărcate cu o mare energie) ş.a.

Următorul pas a fost studiul Lunii. Ajungerea omului pe Lună (misiunile americane *Apollo* 11–17, din 1969–1972), analizele eşantioanelor de roci lunare (s-au prelevat 382 kg de mostre de roci din 9 regiuni selenare), compararea acestora cu cele ale meteoriţilor au deschis calea unei noi ştiinţe – *planetologia*. A urmat programul sovietic „Luna", care a prelevat prin mijloace tehnice automatizate şi a transportat pe Pământ roci selenare (*Luna* 16, 20 şi 24, din 1970, 1972, 1976). Totodată, s-au pus pe orbite în jurul Lunii, sau chiar pe Lună, o serie de platforme ştiinţifice, demonstrându-se rolul teledetecţiei ca metodă de analiză a suprafeţelor satelitare şi planetare. Experienţele au fost folosite ulterior de misiunile americane *Viking* pentru planeta Marte (1975 şi 1976), de către cele sovietice *Venera* şi *Vega* (1984) pentru Venus, de staţia *Pioneer 11* (1973) pentru Jupiter şi Saturn (traversând inelele şi survolând unii sateliţi), de către staţia *Pioneer Venus* (1978) pentru Venus.

O dată cu tehnica transporturilor interplanetare s-au dezvoltat micro-electronica, tehnica analizelor chimice *in situ*, informatica modelării mediilor planetare. După lansarea rachetelor au urmat navetele spaţiale care au lansat sondele *Magellan* (spre Venus) şi *Galilei* (spre sistemul lui Jupiter).

În noiembrie 1996, a fost lansată misiunea *Mars Global Surveyor*, care s-a înscris pe o orbită în jurul planetei roşii pe 11 septembrie 1997. Din noiembrie 1997 şi până în mai 1998, distanţa medie pe orbită s-a redus treptat, de la un maxim de 56 026 km şi un minim de 262 km, la o medie de 120 km distanţă faţă de suprafaţa lui Marte. Durata de revoluţie s-a micşorat până la cca 12–6 ore. Etapa mai 1998 – noiembrie 1998, are ca obiectiv colectarea unui volum cât mai mare de date, pentru ca în perioada noiembrie 1998 – martie 1999, sonda spaţială să-şi coboare punctul maxim al orbitei la 450 km altitudine, încercuind planeta la fiecare două ore. Din martie 1999 va începe procesul de cartare (de la sud spre nord) a topografiei planetei Marte, sonda survolând de fiecare dată Ecuatorul emisferei însorite la ora 14 (ora locală marţiană).

După 25 de ani de la ultima misiune *Apollo*, la 7 ianuarie 1998 a fost lansată naveta spaţială *Lunar Prospector*, care va înconjura Luna timp de un an de zile, la o distanţă de 100 km şi pe o orbită polară, urmând ca apoi să se prăbuşească pe suprafaţa satelitului. Misiunea, care a costat 65 mil. USD, va urmări analiza compoziţiei solului lunar, înregistrarea de date privind câmpul magnetic şi gravitaţional, dar mai ales găsirea unui răspuns la supoziţia existenţei apei pe Lună. Se presupune că sub craterele polare, mai ales sub polul lunar de sud, ar exista imense cantităţi de gheaţă (peste un mld. t). Primele imagini au început să fie transmise spre Pământ pe 6 martie 1998, confirmând această ipoteză.

Sondele *Voyager* (lansate în 1977) şi-au încheiat în 1989, prin trecerea lui *Voyager 2* pe lângă Neptun, prima parte a misiunii de explorare a sistemelor planetelor exterioare (fig. 1). *Voyager 1* continuă să transmită date de la hotarele sistemului solar (aflându-se, pe 12.12.1997, la o distanţă de 10,28 mld. km de Soare, la 35^0 deasupra eclipticii şi deplasându-se cu 520 mil. km/an). *Voyager 2* se găseşte la 8 mld. km depărtare de Soare (12.12.1997), coborând cu o rată de 470 mil. km/an şi sub un unghi de 48^0, sub planul eclipticii. Partea a doua a misiunilor *Voyager*, care se va încheia în anul 2020 (când orice transmisie va înceta, nemaiexistând energia necesară funcţionării instrumentarului ştiinţific de la bord), va avea drept scop explorarea mediului exterior sistemului solar şi stabilirea limitei heliopauzei, respectiv a limitei externe de influenţă a câmpului magnetic solar şi a vântului solar.

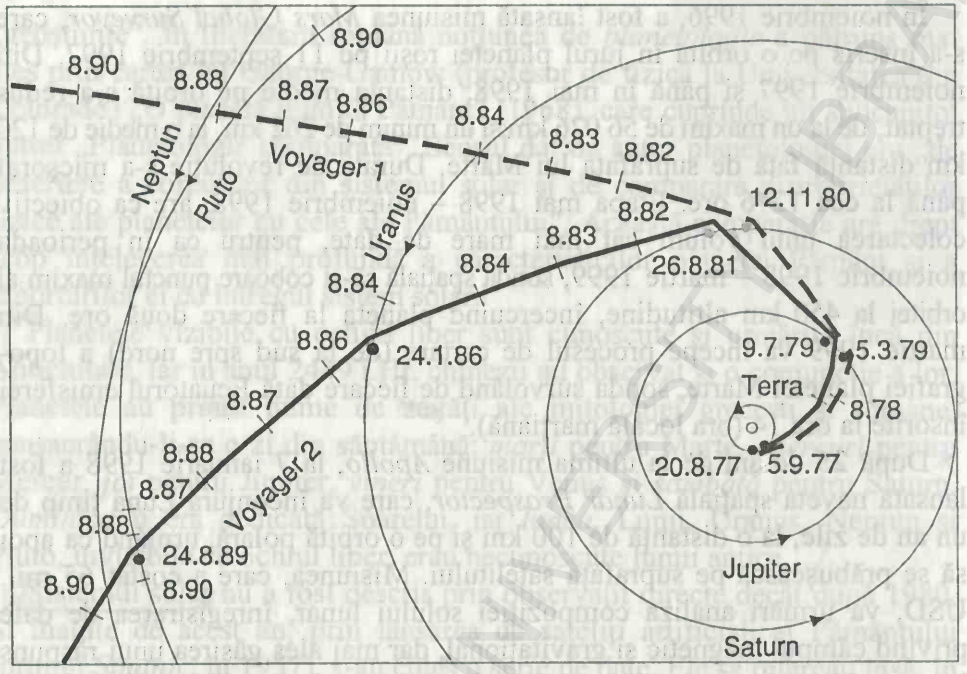


Fig. 1. Traseul sondelor *Voyager* 1 şi 2, văzute dinspre Polul Nord al eclipticii (după Israël, JRO „Atlas der Astronomie", 1990, cu modificări).

2. Caractere generale

2.1. Universul

Universul sau Cosmosul reprezintă un spaţiu presupus nemărginit, cu materie aflată în diferite forme şi stadii de organizare şi evoluţie. Întreaga sa structură este guvernată la nivelul macrouniversului de **forţa gravitaţiei (interacţia gravitaţională)** (Newton, 1666), care se manifestă între oricare două particule sau corpuri cu masă de repaus diferită de zero. La scară microscopică, forţa gravitaţiei este extrem de redusă, ea devenind importantă numai în cazul corpurilor macroscopice. **Forţele (interacţiile) electromagnetice** acţionează asupra particulelor încărcate electric, astfel putând fi explicate legăturile atomice şi moleculare. La nivelul microuniversului, principalele forţe (interacţii) ce guvernează materia sunt **interacţiunea tare**, bazată pe forţele nucleare ce se manifestă în raza nucleului, menţinând configuraţia şi stabilitatea acestuia (datorită ei protonii şi neutronii sunt reţinuţi în nucleu) şi **forţa nucleară slabă**, care intervine în radioactivitate, fiind

responsabilă pentru dezintegrarea nucleelor şi având o intensitate mult mai mică faţă de cea a forţelor tari (de 10^{-12}, respectiv de o mie de miliarde de ori mai mică). Forţele electromagnetice şi forţele nucleare slabe formează o singură forţă, cea „electroslabă". Mulţi fizicieni susţin ideea că şi forţa tare este legată de cea electroslabă, iar, la un nivel foarte profund, toate aceste forţe se unesc într-o singură *superforţă* (Davies, 1994).

Timpul, care reprezintă una dintre cele patru coordonate spaţio-temporale ale materiei, diferă ca scară de manifestare pentru fiecare interacţiune, începând cu cel mai mic, de 10^{-23}s, specific pentru o interacţiune tare, şi terminând cu timpul universal (omologat în 1928, în Olanda).

2.1.1. Originea elementelor

Un **element** este compus dintr-un singur tip de **atom**, care are un anumit număr de *protoni* (particulă încărcată cu o sarcină electrică pozitivă şi cu o masă relativă egală cu unitatea). Numărul diferit de protoni oferă fiecărui element proprietăţile fizice şi chimice distincte (fig. 2).

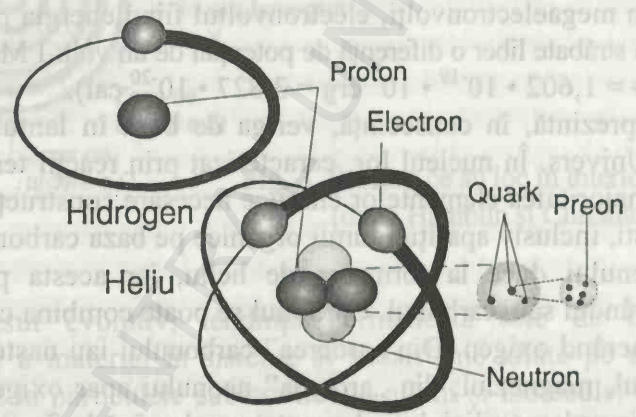


Fig. 2. Structura atomului de H şi He (din surse diferite).

Protonii se găsesc în nucleul înconjurat de *electroni* (particule încărcate electric negativ şi cu mase neglijabile). Majoritatea atomilor deţin în nucleu şi o a treia categorie de particule, *neutronii*, având valoare neutră din punct de vedere electric şi masă egală cu cea a protonului. Neutronii nu influenţează identitatea chimică a unui element, generând **izotopi** ai acelui atom, ce se caracterizează prin numere de masă diferite.

De exemplu, hidrogenul este cel mai abundent element în Univers (fig. 2). El este, totodată, şi cel mai simplu, fiind format, de obicei, dintr-un proton şi un electron (hidrogenul uşor). Izotopii acestui element pot fi atomi ce au un nucleu compus dintr-un proton şi unul sau mai mulţi neutroni (de exemplu, hidrogenul greu sau deuteriul).

Abundenţa şi simplitatea hidrogenului sugerează posibilitatea ca el să stea la baza apariţiei tuturor celorlalte elemente chimice. Altfel spus, totalitatea elementelor existente astăzi în Univers ar fi putut lua naştere prin combinarea diferită a hidrogenului primordial. Acest mecanism are loc în interiorul stelelor, prin fuziunea nucleelor uşoare în nuclee atomice grele.

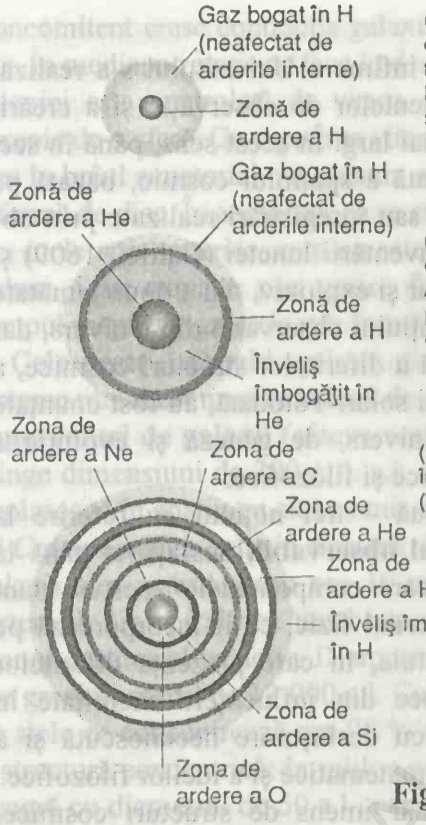
În plasma din centrul Soarelui are loc transformarea hidrogenului în heliu în cursul unui proces termonuclear descoperit de fizicianul american Bethe (ciclul carbon – azot):

$$4\,{}_{1}^{1}\mathrm{H} \rightarrow {}_{2}^{4}\mathrm{He} + 2\,{}_{+1}^{0}\mathrm{e} + 2\nu_e + 27{,}6\ \mathrm{MeV}$$

Din patru protoni, nuclee de hidrogen, rezultă un nucleu de heliu, doi pozitroni, doi neutrini electronici şi o cantitate enormă de energie (exprimată în megaelectronvolţi, electronvoltul fiind energia primită de un electron care străbate liber o diferenţă de potenţial de un volt: $1\ \mathrm{MeV} = 10^6\ \mathrm{eV} = 1{,}602 \cdot 10^{-19}\mathrm{J} = = 1{,}602 \cdot 10^{-19} \cdot 10^7\ \mathrm{erg} = 3{,}827 \cdot 10^{-20}$ cal).

Stelele reprezintă, în consecinţă, veriga de bază în lanţul evolutiv al materiei în Univers. În nucleul lor, caracterizat prin reacţii termonucleare, iau naştere majoritatea elementelor chimice necesare construcţiei celorlalte corpuri cereşti, inclusiv apariţiei lumii organice pe baza carbonului. „Arderea" hidrogenului duce la formarea de heliu, iar acesta produce prin „ardere", la rândul său, carbonul. Carbonul se poate combina cu alte nuclee de heliu, generând oxigen. Din „arderea" carbonului iau naştere, totodată, neonul, sodiul, magneziul; din „arderea" neonului apar oxigenul şi magneziul, iar prin arderea siliciului, elementele grele până la fier.

Aceste ultime transmutări au loc în interiorul stelelor gigant, ele putând oferi temperaturile şi presiunile enorme necesare proceselor respective, care apar dispuse în învelişuri concentrice succesive (fig. 3). Atunci când steaua dezvoltă, în urma arderii siliciului, un nucleu feros, se trece în aşa-numitul stadiu de răcire a nucleului (*core refrigeration*). Printr-un proces încă insuficient cunoscut, steaua trece într-un colaps gravitaţional, urmat de o explozie de tip **novă** sau **supernovă** ce duce la răspândirea în spaţiul interstelar a elementelor grele produse în interiorul său.



(A) **Interiorul unei stele mici** (având o masă de 4 ori mai mică comparativ cu cea a Soarelui) trece, în decursul evoluţiei sale,de la arderea hidrogenului la cea a hidrogenului şi a heliului, specifică stelelor mari

(B) **Stelele mici îşi consumă prin ardere rezervele de H şi He**, devin mai reci şi capătă o culoare roşie. Aceşti sori se transformă în aşa-numitele gigante roşii, pentru că învelişul caracterizat prin arderea de H a expandat, lăsând spre interior un înveliş îmbogăţit în He

(C) **Evoluţia unei stele gigant**, caracterizată prin învelişuri concentrice separate prin zone inactive (întunecate) şi mai reci

Fig. 3. Procese ce au loc în interiorul stelelor (după Hamblin şi Christiansen, 1990).

În procesul evolutiv, tendinţa permanentă este de organizare şi reorganizare a materiei în sisteme şi subsisteme aflate pe diferite trepte ierarhice, de la particulele subatomice la atomi şi molecule, până la stele, planete, galaxii, roiuri de galaxii etc. Această organizare face parte dintr-un lanţ evolutiv, compus din cicluri, care pare a fi început acum 16 mld. ani. Stadiul actual de organizare a materiei din Univers este acela sub formă de sori, care concentrează până la 99,9% din materia galactică. Prin explozia de tip nová sau supernovă a stelelor, materia revine la starea difuză (10^{-24} g/cm^3), dar îmbogăţită în elemente noi. Un alt tip de evoluţie este micşorarea continuă a stelelor care şi-au consumat hidrogenul, sub impulsul gravitaţiei, până la stadiul de „pitice albe" (cu diametre de 5 600–10 000 km şi densităţi de 10^6 g/cm^3) sau de „găuri negre", care ating 50–100 mil. mase solare în sfere cu diametre de numai 6–10 km, sau mai puţin.

2.1.2. Structura Universului

Cunoaşterea de către om a unei părţi infime a Universului s-a realizat treptat, pe măsura perfecţionării instrumentelor de observaţie şi a creării unui fond ştiinţific şi informaţional tot mai larg. În acest sens, până în sec. al XVI-lea, a existat o cunoaştere limitată a spaţiului cosmic, bazată pe relaţii matematice simple şi pe descrieri sau înregistrări realizate prin observaţii cu ochiul liber. Din momentul inventării lunetei (Galilei, 1609) şi până în prezent s-a înfăptuit, progresiv, dar şi exploziv, din a doua jumătate a sec. al XX-lea, nu numai o lărgire a spaţiului observabil din Univers, dar mai ales o cunoaştere tot mai amănunţită a diferitelor structuri cosmice, a caracteristicilor componentelor sistemului solar. Totodată, au fost enunţate modele de structurare a materiei în Univers, de geneză şi evoluţie a acestuia pe baza relaţiilor matematice, fizice şi filozofice.

În prezent se utilizează frecvent două – trei noţiuni cu referire la anumite părţi ale Cosmosului: **Universul observabil,** desfăşurat până la cca 10 a.l.[11] depărtare de Pământ, în care componentele acestuia sunt „vizibile" datorită instrumentaţiei; **Universul fizic**, ce îl încorporează pe primul, dar şi un spaţiu din afara acestuia, în care prezenţa diferitelor corpuri cereşti (neobservabile) se deduce din influenţele exercitate în Universul observabil; **Universul total**, cu desfăşurare necunoscută şi a cărui cunoaştere se face pe baza relaţiilor matematice şi a ideilor filozofice.

În cadrul Universului există un număr imens de structuri cosmice, **galaxia** fiind cea mai cunoscută dintre acestea. Ea reprezintă o mare asociere de milioane/miliarde de stele şi sisteme solare, nebuloase gazoase, pulberi, atomi dispersaţi etc., care se rotesc cu viteze diferite pe orbite în jurul centrului său de greutate. În centru sunt grupate cele mai multe stele (îndeosebi cele foarte bătrâne), pe când la margini precumpăneşte materia gazoasă. Mişcarea de rotaţie imprimă nucleului un aspect turtit. Cele mai multe galaxii au formă de spirală, cu un număr de 2–7 braţe, sau formă eliptică. Astronomii au calculat o densitate medie de cca 100 galaxii la un cub cu latura de 20 mil. a.l. Răspândirea lor este însă neuniformă; unele „cuburi" nu au nici o galaxie, iar altele ajung la mii de galaxii.

Galaxiile se nasc printr-un stadiu de protogalaxie (*protos* – primul în gr.), când un mare nor cosmic îşi câştigă o autonomie gravitaţională, materia sa începând o contracţie lentă. Galaxiile îşi conturează structura internă o dată cu apariţia protostelelor pe acelaşi principiu al autonomiei gravitaţionale.

[11] 1 an lumină (a.l.) = 9,5 mii de miliarde de km.

Concomitent cresc contracția galaxiei și viteza ei de rotație în jurul propriei axe. În medie, o rotație se face în decursul a câteva milioane de ani, iar forma galaxiei este controlată de viteza ei de rotație. La viteze mici, forma se apropie de o sferă. Cu creșterea vitezei de rotire crește și forța centrifugă, mai ales în brâul ecuatorial, iar galaxia se turtește progresiv pe axa polilor, luând o formă de disc. În acest caz, ea se structurează într-un nucleu dens, cu brâuri sau inele spre exterior, care au viteze diferite de rotație și densități tot mai reduse. Spre exterior sunt emise fluxuri de materie ionizată, canalizate de câmpul magnetic galactic sub formă de spirale uriașe.

Cele peste 100 mld. galaxii din Universul observabil sunt grupate în sisteme mai mari numite **roiuri de galaxii** (până la câteva mii de galaxii) și **superroiuri de galaxii** (câteva zeci de roiuri de galaxii). Superroiurile pot atinge dimensiuni de 300 mil. a.l. și o greutate de 10^{15} mase solare. Ele se deplasează în spațiu cu câteva mii de km/s.

Calea Lactee, galaxia noastră, face parte dintr-un grup local de 24 de galaxii și a apărut acum cca 10 mld. ani. Pe ansamblu, ea reprezintă un sistem de tip spirală cu trei brațe ce pornesc din nucleu și care se află în planul ecuatorial galactic. Diametrul maxim este de aproape 100 000 a.l. și are grosimi medii de 12 000 a.l. Calea Lactee conține aproape 150 miliarde de stele ce concentrează cca 98 % din masa galaxiei. Ea prezintă, totodată, o structură concentrică: în mijloc se află un nucleu extrem de dens, o gaură neagră cu diametrul de 50 a.l., care absoarbe inclusiv fotonii spre interiorul său. De altfel, găurile negre formează nucleul fiecărei galaxii, după cum a reieșit din calculele teoretice ale astrofizicianului Stephen Hawking (1988). Imaginile obținute prin telescopul spațial Hubble în 1997, asupra centrului galaxiei M84, din constelația Fecioarei, arată o arie în formă de zigzag, viu colorată, ce indică rapida rotire a materiei în jurul unei imense găuri negre.

Numele de Calea Lactee i-a fost dat galaxiei noastre încă din Antichitate, datorită apariției sale sub formă de bandă discontinuă cu aspect alburiu pe bolta cerească.

Ceea ce putem vedea, de fapt, sunt stelele din afara nucleului propriu-zis, ale căror raze luminoase străbat un spațiu mai puțin dens în praf cosmic. La exteriorul nucleului Căii Lactee, urmează un fel de vid de 8 000 a.l., apoi un inel de 300 a.l. ce se rotește diferit de nucleu, cu 30 km/s. Urmează un alt „vid", de 1 600 a.l. La acest nivel se găsește o zonă unde forța centrifugă devine mai mare decât gravitația exercitată de centru. În continuare se dezvoltă nori uriași de hidrogen, până la 20 000 a.l., după care domină norii de praf cosmic, iar către exterior, până la 70 000 a.l., marginile discului îmbracă forma unor brațe

exterioare. Dincolo de galaxia propriu-zisă, urmează un halou (cocon) rămas din spațiul inițial, protogalactic, care este alimentat continuu prin ejectarea de materie din galaxie, mai ales prin explozia supernovelor. Stelele din galaxie au și ele tendința de a se concentra în grupuri locale. Majoritatea stelelor prezintă în jurul lor planete, formând sisteme solare. Soarele nostru este plasat în brațul Orion.

2.1.2.1. Dezvoltarea concepțiilor despre originea Universului

Evoluția concepțiilor despre Univers traversează trei mari etape: etapa supremației sistemului geocentric, impunerea modelului heliocentric, demonstrarea expansiunii Universului și a modelului Big Bang.

Supremația **sistemului geocentric** s-a menținut din Antichitate (sec II î.Hr.), datorită remarcabilei personalități a lui *Aristotel*, până în 1543, când *Nicolaus Copernic* a demonstrat că Pământul se învârte în jurul Soarelui și nu invers (vezi și III.2). Pornind de la teoria lui Copernic, *Giordano Bruno* creează o imagine a Universului în care Soarele devine doar centrul sistemului solar. Un cer de stele fixe care să închidă acest sistem nu există, după cum nu există nici sferele cristaline, în granița cărora astronomia aristotelico-ptolemaică închidea corpurile cerești. Bruno este cel care distruge „zidurile Universului" și proclamă infinitul spațiului cosmic, în care legile Pământului sunt și legile tuturor aștrilor, lumile cerești fiind, de asemenea, supuse apariției și distrugerii. Pentru ideile sale, Giordano Bruno a fost ars pe rug la 17 februarie 1600.

Concepția heliocentrică este definitiv instaurată prin opera lui *Galileo Galilei*, care a oferit un tablou mecanicist al naturii, realizat pe bazele cercetării științifice experimentale. Prin descoperirea lunetei (1609), Galilei a demonstrat că Soarele este doar o stea printre multe alte stele ale Căii Lactee. Ordinea Universului, afirma Galilei, care este unitar prin substanța sa materială și prin legea mișcării mecanice unice, se exprimă prin matematică. Condamnat la închisoare (în 1633), marele învățat, atunci în vârstă de 69 de ani, a fost silit, sub amenințarea torturii, să se dezică formal de convingerile sale științifice.

În 1924, astronomul american *Hubble* face cea mai mare descoperire a științei sec. XX, confirmând ceea ce prevăzuse teoria generală a relativității publicată de Einstein în 1915, și anume că Universul nu poate fi static. Atracția gravitațională dintre galaxii ar face ca ele să se adune laolaltă dacă nu s-ar îndepărta unele de altele. Ideea **expansiunii Universului** este demonstrată de Hubble, care descoperă că lumina primită de la celelalte galaxii se deplasează spre roșu, cu cât acestea sunt mai departe, iar sursa de lumină se îndepărtează de noi cu atât mai repede cu cât se află la o distanță

mai mare (viteza este proporţională cu distanţa). Măsurătorile satelitului COBE (Cosmic Background Explorer), efectuate în 1989 asupra intensităţii radiaţiei de fond a Universului, au arătat că spaţiul se dilată uniform în toate direcţiile, demonstrând izotropia expansiunii şi omogenitatea spaţială a Cosmosului (Barrow, 1994).

După 1970 s-a impus **modelul Big Bang**, pe baza teoriei Universului în expansiune. Această expansiune se manifestă doar dincolo de scara marilor roiuri galactice, deoarece numai aici expansiunea poate învinge atracţia locală a gravitaţiei. În această concepţie, vârsta Universului este apreciată la 15–16 miliarde ani. De la momentul zero, când Universul era concentrat într-o particulă (numită holon) şi până în prezent, s-au desfăşurat mai multe etape, cu durată diferită (fig. 4).

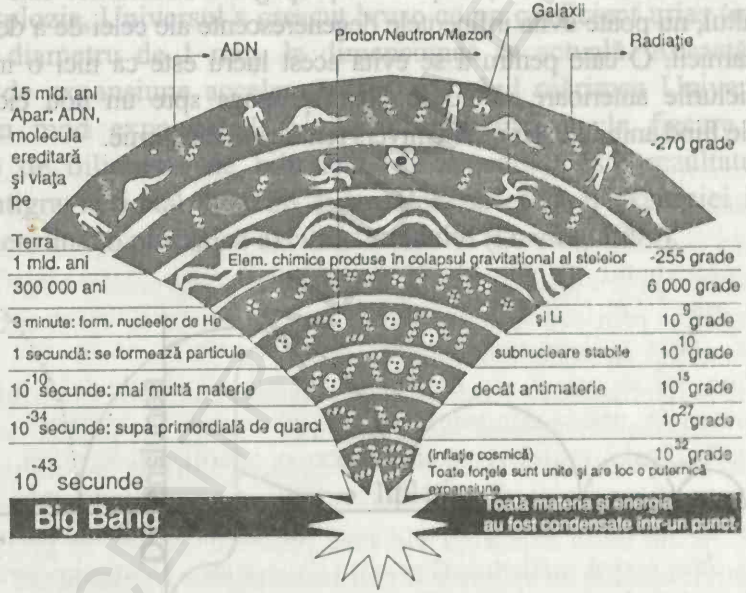


Fig. 4. Evoluţia Universului de la Big Bang şi până la apariţia umanităţii după 15 miliarde de ani (după diverse surse).

Pe acest parcurs, care începe cu Marea Explozie (Big Bang), pe fondul dilatării Universului, temperaturile, presiunile, densitatea acestuia scad. Se trece de la individualizarea particulelor elementare la sinteza nucleelor, la supremaţia substanţei în raport cu radiaţia. Materia se organizează şi reorganizează în diferite trepte şi sisteme ierarhice, iar din evoluţia materiei moleculare se ajunge la apariţia vieţii pe planeta Pământ (fig. 4).

Există multe modele ale Universului în expansiune, care pot fi însă reduse la trei concepții de bază: Universul ciclic, staționar și inflaționist.

Unul dintre primele modele este acela al *Universului ciclic sau oscilant*, care suferă o serie infinită de dilatări urmate de contractări ce conduc spre marele colaps, **Big Crunch**. Marea implozie, în loc de a anula complet vechea creație, aruncă, de fiecare dată, Universul înapoi într-o stare de expansiune. Modelul a suferit nenumărate critici, fizicianul american Richard Tolman (1934, citat de Davies, 1994) arătând că dimensiunea unui astfel de Univers ar crește, cu fiecare nou ciclu, la un maximum posibil. Aceasta deoarece continua creștere în timp a entropiei, în conformitate cu legea a doua a termodinamicii, mărește presiunea radiației în Univers și provoacă astfel, creșterea mărimii ciclurilor. Fiecare nou ciclu ar fi, în consecință, cu mult mai lung decât cel precedent (fig. 5). Aceasta deoarece orice Univers ciclic, ce permite propagarea structurilor sale de la un ciclu la altul, nu poate evita influențele degenerescente ale celei de a doua legi a termodinamicii. O cale pentru a se evita acest lucru este ca nici o informație despre ciclurile anterioare să nu se poată propaga spre un nou ciclu, toate influențele fiind anihilate, iar noul Univers renăscând din nimic.

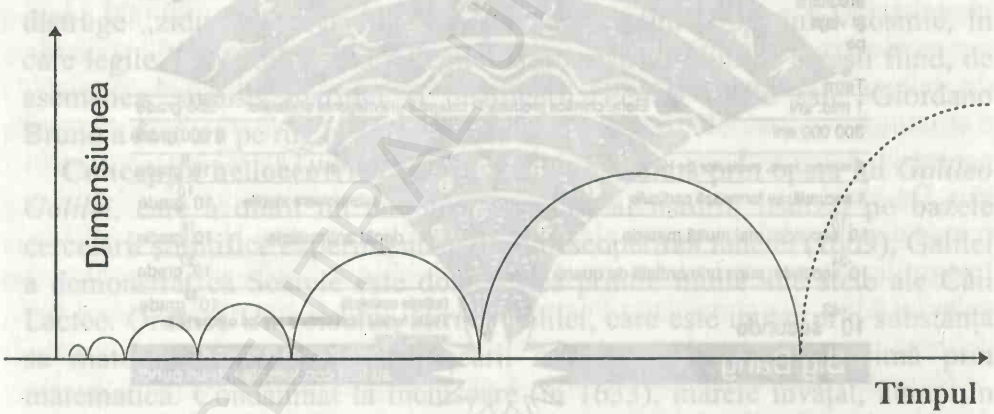


Fig. 5. Creșterea continuă a entropiei în timp mărește din ce în ce mai mult presiunea radiației în Univers și provoacă creșterea mărimii ciclurilor (după Barrow, 1994).

Teoria Universului staționar este concepută la Cambridge în 1948, de către Thomas Gold, Hermann Bondi și Fred Hoyle. În anii '60, ea va fi apoi complet abandonată. Teoria Universului staționar pleacă de la faptul că Universul rămâne stabil, respectiv neschimbat la o scară mare, și într-o continuă expansiune, neavând început sau sfârșit. Acest model presupune,

totodată, ca materia să se creeze mereu, într-o proporție care să compenseze diluarea ei datorită expansiunii, menținându-se, astfel, o densitate constantă a materiei în Univers. Teoria a fost ulterior infirmată prin observații care arată că Universul a traversat diferite perioade evolutive, și mai ales prin descoperirea radiației de fond (radiație termică, remanentă). O astfel de radiație fierbinte nu putea fi prezentă într-un Univers stabil, pentru că el nu a trecut printr-o perioadă fierbinte și cu o densitate mare. Totodată, modelul de stare stabilă nu oferă nici o explicație pentru abundența elementelor ușoare în Univers, acestea fiind produse prin reacții nucleare în etapa de început a formării sale, când densitățile și temperaturile mari au permis acest lucru.

În 1979, Alan Guth emite conceptul *Universului inflaționar*. Ideea de bază este aceea că la un moment dat, în primele fracțiuni de secundă după Marea Explozie, Universul a crescut brusc cu un coeficient uriaș (inflație), de la un diametru de 1 mm, la dimensiunea sa actuală. Această scurtă perioadă de expansiune accelerată (fig. 6), când mărimea Universului a crescut în mod exponențial (Universul dublându-se la fiecare a suta bilionime de bilionime de bilionime de secundă), este rezultatul unui proces antigravitațional, instabil și trecător, ca efect al exploziei inițiale, care a determinat o puternică excitare a vidului (Davies, 1994).

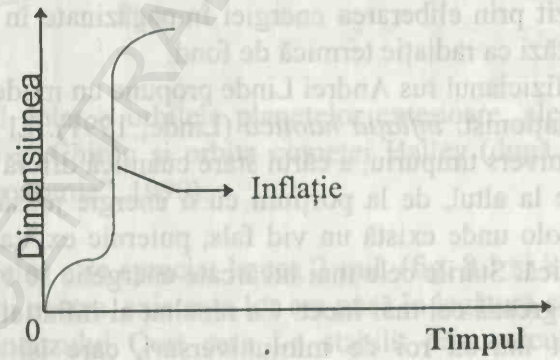


Fig. 6. Scenariul inflaționist, în care Universul este supus unui salt brusc în dimensiune, imediat după Marea Explozie (Davies, 1994).

În funcție de energia disponibilă, există mai multe stări de vid. Cel mai de jos nivel energetic reprezintă vidul „adevărat", care este stabil, iar nivelurile energetice mai ridicate ale vidului sunt numite vid „fals", fiind stări

excitate şi instabile ce tind să decadă spre nivelul energetic cel mai scăzut. Procesul inflaţionist a fost generat de prezenţa vidului fals, instabil, şi cu o energie foarte mare.

Starea actuală a Universului se presupune că ar corespunde vidului adevărat, adică stării de vid cu nivelul energetic cel mai scăzut. Vidul excitat era însă specific Universului timpuriu, datorită condiţiilor extreme impuse prin Big Bang. Această imensă energie de vid fals avea un puternic efect gravitaţional (deoarece, după cum arăta Einstein, energia are masă şi, în consecinţă, exercită atracţie gravitaţională). Energia vidului fals era în acelaşi timp asociată unei tot atât de mari presiuni negative (cu efect de respingere), ce producea o imensă forţă antigravitaţională. Acţiunea gravitaţională a vidului fals a implicat o competiţie între uriaşul efect de atracţie al energiei sale şi cel de respingere datorat presiunii sale negative. În această competiţie a învins presiunea şi, drept urmare, s-a creat o imensă forţă de respingere care a provocat expansiunea accelerată a Universului timpuriu (Davies, 1994).

Când vidul fals s-a dezintegrat, Universul şi-a reluat expansiunea reală. Expansiunea provocată prin inflaţie oferă şi explicaţia uniformităţii actuale a Universului, deoarece orice neregularităţi iniţiale au fost eliminate prin dilatarea spaţiului.

Uriaşa dilatare produsă de inflaţie a răcit, totodată, Universul la o temperatură apropiată de zero absolut (-273^0C). Universul postinflaţionist a fost reîncălzit prin eliberarea energiei înmagazinate în vidul fals, care se regăseşte astăzi ca radiaţie termică de fond.

În 1983, fizicianul rus Andrei Linde propune un model modificat al Universului inflaţionist: *inflaţia haotică* (Linde, 1991). El pleacă de la supoziţia unui Univers timpuriu, a cărui stare cuantică diferă într-un mod haotic de la un loc la altul, de la porţiuni cu o energie joasă, la altele puternic excitate. Acolo unde există un vid fals, puternic excitat, se produce o inflaţie puternică. Stările cele mai încărcate energetic se extind cel mai rapid şi se dezintegrează cel mai încet. Ca rezultat al inflaţiei haotice, Universul ar fi divizat într-un roi de miniuniversuri, care îşi urmează la infinit ciclurile lor de existenţă.

2.2. Sistemul solar

Sistemul solar este un ansamblu constituit dintr-*o stea* – Soarele – în jurul căreia gravitează **nouă planete**: Mercur, Venus, Terra, Marte, Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun, Pluto (MeVcTeMarJuSaUrNePlu)[12]. În jurul pla-

[12] Formulă folosită pentru a uşura memorarea ordinii planetelor.

netelor gravitează **60 de sateliți** (cunoscuți până în prezent). În acest sistem bine structurat se mai găsesc și așa-zisele „corpuri mici", care grupează **mii de asteroizi** (45 000, ce apar între Marte și Jupiter, reprezentând probabil resturile unei planete sfărâmate – *Phaeton*), **cometele** (stele cu coadă – în gr.), sistemele de *inele* ale lui Saturn, Jupiter, Uranus și Neptun și *praful interplanetar*, compus din particule silicatice învăluite în gheață.

Sistemul solar poate fi asemuit, din punct de vedere structural, cu un disc în centrul căruia se află Soarele, iar în jurul său, orbitele succesive ale planetelor (fig. 7). Două dintre orbite, prima și ultima (Mercur și Pluto), au o înclinare mai mare față de planul discului. Asemenea înclinări au și unii asteroizi (ex. Hidalgo sau Chiron), ca și cometele.

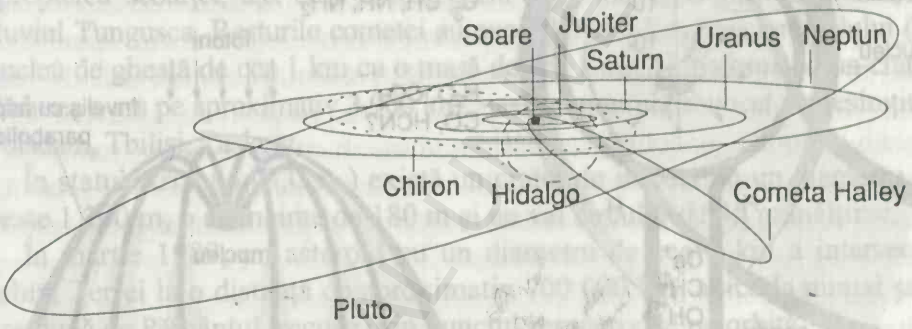


Fig. 7. Sistemul solar – orbitele planetelor exterioare, ale asteroizilor Hidalgo și Chiron și orbita cometei Halley (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Numărul cometelor este apreciat la cca 2 mil. (fig. 8.1 și 8.2). În prima jumătate a secolului nostru, existența lor era pusă în legătură cu *norul Oort* (după numele olandezului Oort care l-a stabilit prin calcule în 1950). Acesta este situat la 30 000–50 000 ua[13], având un diametru de 100 000 ua și fiind compus din peste 1 000 de miliarde de asteroizi, cu mărimi cuprinse între 1 km și sute de km lungime. Gravitația Soarelui se manifestă aici foarte slab, făcându-se probabil simțită gravitația altor sori. Asteroizii au perioade de rotație de miliarde de ani. Pe orbitele lor cu excentricitate maximă, unii

[13] ua = unitate astronomică, însumând 149,6 mil. km.

ajung în apropierea Soarelui, unde materia lor înghețată se evaporă, formând o coadă din particule de praf și gaze puternic ionizate (fig. 8.1).

Ipoteza lui Oort explică bine mărimea și orientarea cometelor cu perioade orbitale lungi (cu revoluții de peste 200 de ani), dar nu și pe cele cu perioade de revoluție scurtă, al căror plan orbital este foarte puțin înclinat față de ecliptică.

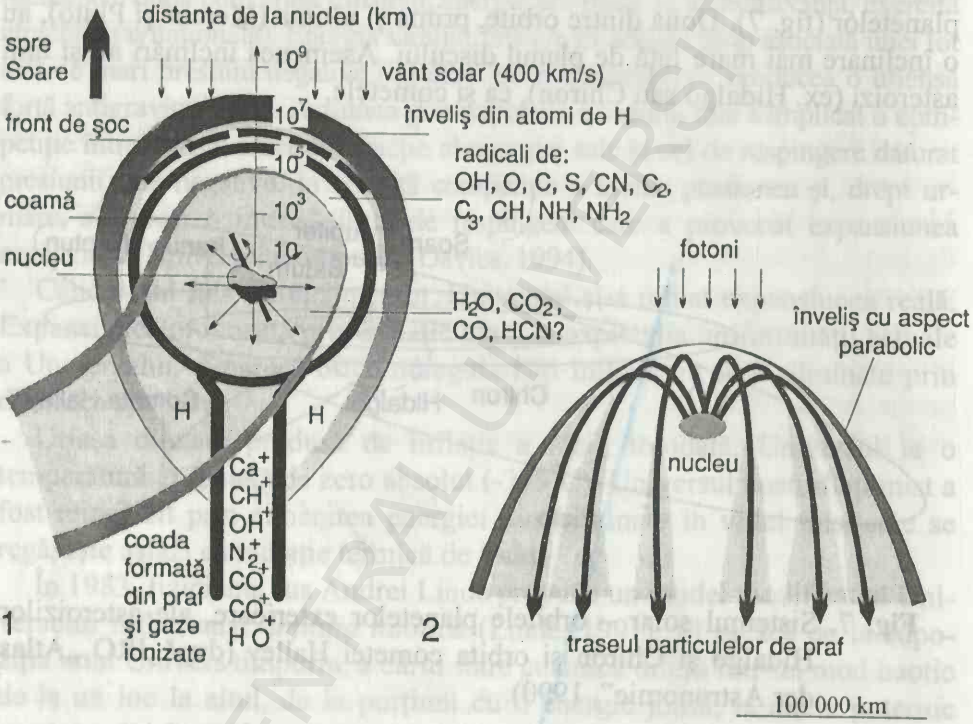


Fig. 8.1 și 2. Structura fizică a unei comete (după Bertaux, JRO „Atlas der Astronomie", 1990, cu modificări).

Kenneth Essex Edgeworth sugera într-un articol publicat în 1949 existența unui „cordon generator de comete" (cel puțin pentru cele cu perioade scurte de revoluție) dispus la marginea sistemului solar, dincolo de orbita lui Pluto. Ideea a fost preluată de *Kuiper* în 1951, fără a se face însă referire la articolul lui Kenneth. Acest disc generator de comete, situat la 40 ua de Soare, reprezintă în fapt un sector de materie reziduală rămasă în

urma formării planetelor. Densitatea redusă nu a permis procesul de acreție decât până la nivelul unor asteroizi. Ipoteza emisă de Kenneth și Kuiper s-a impus abia după 1980, fiind confirmată atât prin calcule, cât și prin observații directe prin telescop (descoperirea unor corpuri aparținând centurii de asteroizi – Kuiper belt – în 1992 și 1993). În prezent, sunt catalogate 32 de astfel de obiecte (Luu și Jewitt, 1996).

Desprinderea periodică a unor asteroizi din centura Kuiper, datorită forței de atracție a planetei Neptun și atragerea lor spre interiorul sistemului solar duc la diferențierea a trei situații: coliziunea acestora cu planete sau sateliți (coliziunea cometei Shoemaker-Levy 9 cu Jupiter în iulie 1994), căderea obiectelor în Soare sau pierderea treptată a materiei până la un nucleu stâncos care rămâne invizibil (după cca 1 000 de treceri pe la periheliu). Cu o probabilitate de 1 la 1,5 mld. ani, cometele[14] pot pătrunde în atmosfera terestră, explodând în apropierea scoarței, așa cum a fost cazul în 1908, în taigaua siberiană, pe fluviul Tungusca. Resturile cometei au explodat la 8 km deasupra solului (un nucleu de gheață de cca 1 km cu o masă de cca 1 mil. t), neformând un crater. Pădurea a ars pe aproximativ 3 900 km^2, iar cutremurul provocat s-a resimțit la Potsdam, Tbilisi, Taşkent.

În statul Arizona (S.U.A.) există un crater de impact cu un diametru de peste 1 200 m, o adâncime de 180 m și un val circular de 45 m înălțime.

În martie 1989, un asteroid cu un diametru de cca 1 km a intersectat orbita Terrei la o distanță de aproximativ 700 000 km, adică la numai șase ore după ce Pământul trecuse prin punctul respectiv de pe orbită.

În ianuarie 1991, un alt asteroid, având un diametru de 10 m, a trecut la numai 160 000 km depărtare de Terra.

În 1991, un studiu al N.A.S.A., cerut de Congresul american, a recomandat dezvoltarea unei *Supravegheri Internaționale a Spațiului*, proiect ce ar necesita 10 milioane USD anual. Acesta ar fi un sistem terestru constituit dintr-un ansamblu de telescoape în întreaga lume, capabile să detecteze orice obiect cosmic ce ar amenința Terra, cu scopul de a-l distruge sau redirecționa înainte ca acesta să pătrundă în atmosferă. Există trei posibilități principale în acest sens: bombardarea, pulverizarea și topirea. *Bombardarea* presupune amplasarea unei încărcături nucleare pe o orbită ce ar intersecta-o pe cea a asteroidului. Explodând în imediata apropiere a obiectului cosmic, ea ar determina o schimbare de curs a aste-

[14] Corpurile cosmice care pătrund în atmosfera terestră sunt cunoscute sub denumirea de meteoriți. Se disting meteoriți litici sau pietroși (cei mai frecvenți) și sideritici sau feroși (cei mai mari, datorită rezistenței lor în traversarea atmosferei).

roidului. *Pulverizarea* se referă la folosirea unor rachete cu încărcături grele, explozive, care să lovească asteroidul, fragmentându-l. Metoda este utilă doar în cazul unor obiecte de dimensiuni mai reduse, pentru ca fragmentele rezultate să poată arde complet în atmosfera terestră şi să nu genereze un adevărat bombardament meteoritic. *Topirea* presupune un sistem de lasere amplasat pe Pământ sau pe Lună, capabil să topească straturile superficiale ale asteroidului, redirecţionându-l.

Deoarece propunerea a rămas fără ecou, N.A.S.A. cheltuie în continuare un milion de dolari anual pentru programe proprii de cercetare a obiectelor cereşti de mici dimensiuni. Aceste programe nu pot însă monitoriza mai mult de 10% din bolta cerească.

2.2.1. Caracterul de sistem

Caracterul de sistem este impus de *geneza comună* şi de *evoluţia interdependentă* a sistemului solar, cu schimburi intense de materie şi energie între elementele componente, totul fiind controlat de masa Soarelui, în special prin forţa sa gravitaţională. Totodată, sistemul solar devine parte componentă într-un suprasistem, Calea Lactee, cu care dezvoltă schimburi de substanţă şi energie, dar la un alt nivel. Sistemul solar evoluează pe principiile *echilibrului dinamic*, întreţinut prin *forţele gravitaţionale* ale tuturor corpurilor din sistem şi prin forţa centrifugă, care este maximă în sectorul planului ecuatorial.

Când cele două *forţe contrare*, centripeta (datorată atracţiei universale şi îndreptată spre centrul de curbură a traiectoriei curbilinii pe care se mişcă un corp) şi centrifuga (forţă ce acţionează asupra unui corp aflat în mişcare de rotaţie, tinzând să-l îndepărteze de axa de rotaţie), se echilibrează, apare mişcarea de rotaţie în jurul propriei axe şi în jurul unui centru de masă, formându-se şi menţinându-se întregul sistem solar cu Soarele, planetele şi sateliţii lor.

Interdependenţele actuale sunt multiple. Un singur exemplu: la scara terestră, ciclurile de 11 ani ale activităţii solare provoacă o concentrare crescută a ozonului stratosferic, care are loc cu doi ani înainte de maximul solar. Acest gaz contribuie la reglarea gradului de încălzire a straturilor atmosferice inferioare, oprind o parte a radiaţiei ultraviolete. Din modificarea densităţii straturilor atmosferice, ca urmare a variaţiilor de temperatură, unele regiuni de pe Glob vor suferi de secetă. Aceste diferenţe de densitate şi, implicit, de presiune vor duce, totodată, şi la schimbări în forţele de tensiune ale scoarţei, care vor avea tendinţa de a elibera energie prin cutremure.

2.2.1.1. Orbitele şi mărimea planetelor

Orbitele planetelor se dispun la *distanţe* foarte mari unele de altele, într-o aproximativă proporţie geometrică; distanţa este deci cu atât mai mare cu cât planeta este mai departe de Soare. Mercur se află la 58 milioane km, iar Pluto la 5 900 milioane km.

De obicei, distanţele din sistem se exprimă în unităţi astronomice (o unitate astronomică fiind de 149,6 mil. km, adică distanţa Soare – Terra). Deci Mercur se află la cca 0,5 ua, iar Pluto la 40 ua depărtare de Soare. Aceste distanţe sunt mici în raport cu cea mai apropiată stea, α Centauri C (Proxima), care se găseşte la 270 000 ua faţă de Soare.

Orbitele au o formă apropiată de cerc, cu excepţia lui Pluto, a unor asteroizi (ex. Chiron) şi a cometelor (ex. Halley), care sunt elipse accentuate (vezi fig. 7). Forma orbitelor se exprimă prin intermediul excentricităţii, care este apropiată de valoarea „0". Excentricitatea este calitatea unui punct de a se găsi în afara centrului unei figuri, respectiv a Soarelui de a se afla într-unul din focarele orbitei.

Mărimea planetelor (fig. 9), luată în mod relativ faţă de un Soare ce ar avea 3 m în diametru, este aproximativ următoarea: Jupiter 28 cm, Saturn 23 cm (cu inele, cca 55 cm), Uranus 11 cm, Neptun 10 cm, Terra aproape 3 cm, Venus aproape cât Terra, Marte 1,4 cm, Mercur 1 cm, Pluto 0,5 cm (pentru dimensiunile exacte vezi tabelul 1).

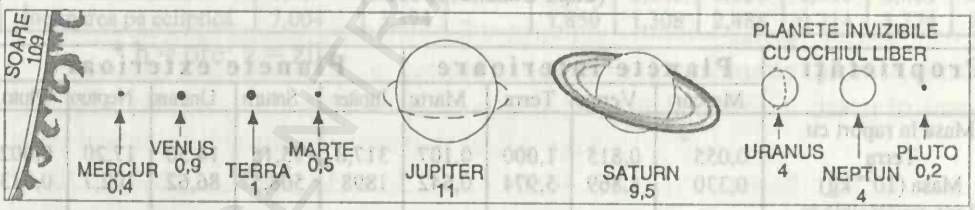


Fig. 9. Mărimea planetelor în raport cu Soarele (din surse diferite).

În ceea ce priveşte *masa*, Soarele deţine 99,8% din masa sistemului ($2 \cdot 10^{30}$ kg), după care urmează Jupiter (de 300 ori masa Terrei), Saturn (de 95 ori), Neptun, Uranus etc. (tabelul 1).

După mărime şi compoziţie, planetele se grupează în **interne** (Mercur, Venus, Terra, Marte) şi **externe** (Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun, Pluto).

Primele sunt numite şi *planete telurice* (tellur – pământ în latină), aici fiind inclusă adesea şi Luna. Deoarece planetele interne sunt formate în principal din roci, ele sunt planete solide, fiind şi cele mai dense din sistem. Mercur, Venus şi Terra au o densitate medie de 5,5 g/cm^3, iar Marte de 3,9 g/cm^3. Toate sunt mai bogate în elemente grele, mai ales silicaţi, fier şi magneziu. Cu excepţia lui Mercur (şi a Lunii), ele au o atmosferă secundară, provenind din degazeificarea elementelor uşoare cuprinse iniţial în interiorul planetelor (dioxid de carbon, vapori de apă, azot ş.a.).

Terra este cea mai mare dintre planetele interne.

Planetele externe au, în majoritatea lor, o aparenţă gazoasă, fiind compuse din hidrogen, heliu, metan, amoniac etc. Între ele, Uranus şi Neptun au mai mult metan, amoniac şi apă îngheţată, iar Jupiter şi Saturn mai mult hidrogen şi heliu. Densitatea lor este în jur de 1 g/cm^3. Totodată, ele sunt planete gigant, mai ales Jupiter (excépţie face planeta Pluto, care se aseamănă mai mult cu asteroizii sau sateliţii planetelor externe). Atmosfera planetelor gigant (Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun) este dominată de hidrogen, heliu, azot. Oxigenul, care a existat iniţial, s-a combinat cu hidrogenul, transformându-se în vapori de apă şi dispărând din atmosferă.

Tabelul 1. Proprietăţile fizice ale planetelor
(după Cazenave, 1990)

Proprietăţi	Planete interioare				Planete exterioare				
	Mercur	Venus	Terra	Marte	Jupiter	Saturn	Uranus	Neptun	Pluto
Masa în raport cu Terra	0,055	0,815	1,000	0,107	317,8	95,15	14,50	17,20	0,002
Masa (10^{24} kg)	0,330	4,869	5,974	0,642	1898	568,5	86,62	102,7	0,013
Raza ecuatorială în raport cu Terra	0,382	0,948	1,000	0,532	11,20	9,449	4,007	3,883	0,180
Raza ecuatorială în km	2439	6051	6378	3393	71492	60268	25559	24764	1150
Turtirea polilor	0,0	0,0	0,003	0,005	0,064	0,107	0,030	0,026	?
Densitatea medie g/cm^3 (apa = 1)	5,430	5,240	5,515	3,940	1,330	0,690	1,300	1,760	cca 1,7
Acceleraţia gravitaţională la Ecuator (m/s^2)	3,701	8,869	9,798	3,719	24,85	10,54	8,958	11,61	0,44

(continuare tabel 1)

Proprietăţi	Planete interioare				Planete exterioare				
	Mercur	Venus	Terra	Marte	Jupiter	Saturn	Uranus	Neptun	Pluto
Viteza de eliberare la Ecuator (km/s)	4,250	10,40	11,20	5,020	59,60	35,50	21,30	23,3	1,1
Perioada de rotaţie siderală	58,65z	243z	23,93h	24,63h	9,84h	10,23h	17,9h	19,2h	6,387z
Înclin. Ecuatorului pe orbită (0^0)	0	177	23,45	25,19	3,120	26,73	97,86	29,56	122,4
Distanţa la afeliu									
• în ua.....	0,466	0,728	1,016	1,666	5,454	10,04	20,08	30,29	49,35
• în mil.km...	69,81	108,9	152,1	249,2	815,9	1502	3004	4531	7382
Distanţa la periheliu									
• în ua...	0,307	0,718	0,983	1,381	4,952	8,990	18,24	29,72	29,65
• în mil.km...	45,98	107,1	147,1	206,6	740,8	1344	2789	4445	4436
Distanţa medie de Soare									
• în ua.....	0,387	0,723	1,000	1,523	5,203	9,516	19,16	30,00	39,50
• în mil.km...	57,91	108,2	149,6	227,9	778,4	1423	2867	4488	5909
Perioada de revoluţie siderală (revoluţia faţă de Soare)									
• în ua.....	0,241	0,615	1,000	1,880	11,68	29,45	84,02	164,7	247,7
• în mil.km...	87,97	224,7	365,2	686,9	4332	10759	30688	60181	90469
Perioada de revoluţie sinodică (revoluţia faţă de Terra)	115,8	583,9	–	779,9	398,8	378,1	369,6	367,5	366,7
Viteza medie orbitală (km/s)	47,89	35,03	29,79	24,13	13,06	9,64	6,81	5,43	4,74
Excentricitatea	0,205	0,006	0,016	0,093	0,048	0,055	0,048	0,009	0,249
Înclinarea pe ecliptică	7,004	3,394	-	1,850	1,308	2,488	0,714	1,774	17,14

* h = ore; z = zile

Tabelul 2. Sateliţii planetelor

1 Planeta şi sateliţii ei	2 Diametrul (km)	3 Masa (kg)	4 Densitatea medie (g/cm^3)
Terra			
Luna	3 476	$7,348 \cdot 10^{22}$	3,34
Marte			
Phobos	26,8 • 22,4 • 18,4	$9,6 \cdot 10^{15}$	2,2
Deimos	15,0 • 12,2 • 10,4	$2,0 \cdot 10^{15}$	1,7

(continuare tabel 2)

1	2	3	4
Jupiter			
Metis	40	$9,5 \cdot 10^6$	?
Adrastea	25 • 20 • 15	$1,9 \cdot 10^6$	?
Amalthea	262 • 146 • 134	$7,22 \cdot 10^{18}$	1,1
Thebe	110 • ? • 90	$7,6 \cdot 10^{17}$	?
Io	3 630	$8,88 \cdot 10^{22}$	3,55
Europa	3 132	$4,78 \cdot 10^{22}$	3,04
Ganimede	5 262	$1,48 \cdot 10^{23}$	1,93
Callisto	4 800	$1,075 \cdot 10^{23}$	1,83
Leda	16	$5,7 \cdot 10^{15}$	?
Himalia	186	$9,5 \cdot 10^{18}$	?
Lysithea	36	$7,6 \cdot 10^{16}$	?
Elara	76	$7,6 \cdot 10^{17}$	?
Ananke	30	$3,8 \cdot 10^{16}$	?
Carme	40	$9,5 \cdot 10^{16}$	?
Pasiphae	50	$1,9 \cdot 10^{18}$	?
Sinope	36	$7,6 \cdot 10^{16}$	?
Saturn			
Atlas	40 • ? • 20	?	?
Pandora	140 • 100 • 68	?	?
Prometeu	110 • 88 • 62	?	?
Epimethea	138 • 114 • 100	?	?
Ianus	220 • 190 • 160	?	?
Mimas	392	$4,5 \cdot 10^{19}$	1,2
Enceladus	500	$7,4 \cdot 10^{19}$	1,1
Tethys	1 060	$7,4 \cdot 10^{20}$	1,0
Telesto	? • 24 • 22	?	?
Calypso	30 • 24 • 16	?	?
Dione	1 120	$1,05 \cdot 10^{21}$	1,4
Helena	36 • ? • 30	?	3
Rhea	1 530	$2,5 \cdot 10^{21}$	1,3
Titan	5150	$1,35 \cdot 10^{23}$	1,88
Hyperion	350 • 234 • 200	$1,7 \cdot 10^{19}$	?
Iapet	1 460	$1,9 \cdot 10^{21}$	1,2
Phoebe	220	$4,0 \cdot 10^{17}$	?
Uranus			
Cordelia	50	?	?
Ophelia	50	?	?
Bianca	50	?	?
Cressida	60	?	?
Desdemona	60	?	?
Julieta	80	?	?
Portia	80	?	?
Rosalinda	60	?	?
Belinda	50	?	?
Puck	170	?	?
Miranda	480	$1,7 \cdot 10^{20}$	1,3
Ariel	1 158	$1,6 \cdot 10^{25}$	1,6

(continuare tabel 2)

1	2	3	4
Umbriel	1 172	$1,0 \cdot 10^{21}$	1,4
Titania	1 580	$5,9 \cdot 10^{21}$	1,6
Oberon	1 524	$6,0 \cdot 10^{21}$	1,5
Neptun			
1989 N_6	54	?	?
1989 N_5	80	?	?
1989 N_3	180	?	?
1989 N_4	150	?	?
1989 N_2	190	?	?
1989 N_1	400	?	?
Triton	2 705	$1,3 \cdot 10^{23}$	2,0
Nereida	340	$2,1 \cdot 10^{19}$	2,6
Pluto			
Charon	1 826	?	2

Dintre planetele interioare, numai Terra şi Marte au sateliţi. Orbitele sateliţilor sunt cvasicirculare şi neînclinate faţă de orbita ecuatorială a planetei-mamă, în special la cei apropiaţi. Există şi orbite excentrice şi foarte înclinate, situate la mari distanţe de planetă (Iapet, Phoebe, Triton ş.a.). Ca dispunere, planeta, împreună cu sateliţii ei, poate fi asemuită cu un sistem solar miniatural (Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun). Unii sateliţi sunt aproape de mărimea lui Mercur (Ganimede, Callisto, Titan), iar alţii au dimensiuni comparabile cu cele ale Lunii (Io, Europa). Titan este singurul satelit cu o atmosferă foarte densă.

2.2.2. Mişcarea planetelor

Mişcarea planetelor şi a celorlalte corpuri cosmice se face în jurul Soarelui (revoluţie), sau în jurul unei planete (sateliţi, inele), dar şi în jurul unei axe proprii (rotaţia) – (vezi şi III.2).

2.2.2.1. Revoluţia

Revoluţia are acelaşi sens pentru toate planetele. Ea este o consecinţă a gravitaţiei şi se execută conform a trei legi enunţate de *Kepler* (sec. al XVII-lea):

- *planetele descriu elipse în focarul cărora se află Soarele;*
- *raza-vector Soare – planetă descrie arii proporţionale cu timpul (în consecinţă, viteza pe orbită diferă – fig. 10);*
- *perioadele de revoluţie orbitală ale planetelor în jurul Soarelui (P) şi semiaxele mari ale orbitelor (a) sunt legate prin relaţia P^2/a^3 (pătratul perioadei orbitale este proporţional cu cubul distanţei medii faţă de Soare).*

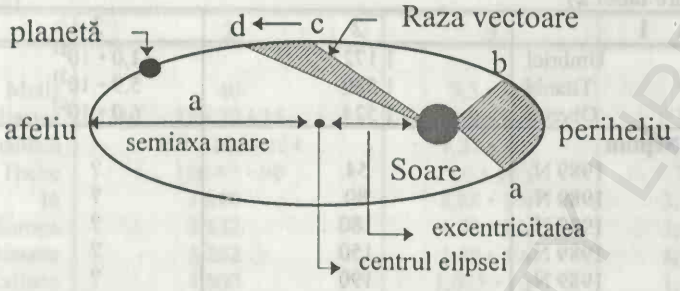


Fig. 10. Legea lui Kepler: raza vectoare (care se deplasează din a în b sau din c în d) acoperă suprafețe egale în timpi egali. Arcele ariilor au însă lungimi variabile, deci viteza pe orbită a planetei se schimbă.

- Planul orbital al Pământului (planul în care are loc mișcarea de revoluție a Terrei) se numește **planul eclipticii**. Cu excepția lui Mercur și a lui Pluto, orbitele celorlalte planete sunt foarte puțin înclinate față de ecliptică (fig. 11).

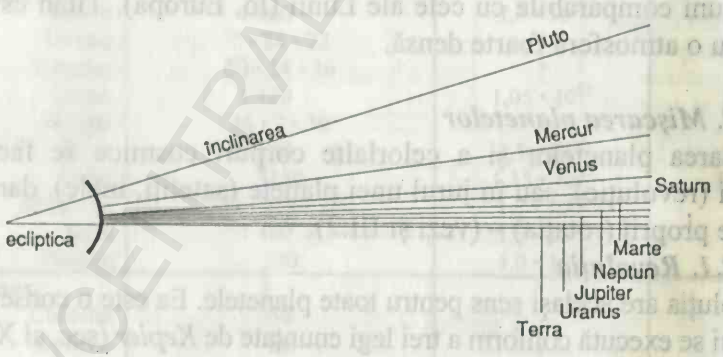


Fig. 11. Înclinarea orbitelor planetare în raport cu ecliptica.

- **Excentricitatea** planetelor, exceptând de asemenea planetele Mercur și Pluto (prima și ultima), este apropiată de zero, adică orbitele sunt aproape circulare (fig. 12).

BCU "ASICENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- **Durata unei revoluții** în jurul Soarelui crește cu distanța față de astru; un an pe Mercur are 88 de zile, pe Venus 225 zile, pe Saturn 10 759 zile etc.
- Deplasarea pe orbită este perturbată de poziția celorlalte planete, proporțional cu produsul maselor acestora și invers proporțional cu pătratul distanței la care se află. *Perturbările* impun oscilări ale planetei pe orbită, dar și o rotație, în planul său, a liniei absidelor (dreapta care unește periheliul cu afeliul), mișcare numită **precesia periheliului**. Orbitele nu sunt fixe; în timp, ele suportă schimbări pe durate lungi (de cca 100 000 ani).

2.2.2.2. Mișcarea de rotație

Rotația (mișcarea în jurul axei) este **directă** (în același sens cu cea de revoluție) sau **retrogradă** (la Venus, Uranus și Pluto).

- **Rotirea completă** a unei planete se face în general în mai puțin de 25 ore. Foarte rapid se rotesc Jupiter și Saturn (în cca 10 ore) și foarte lent, Pluto (6 zile), Mercur (59 zile) și Venus (243 zile).

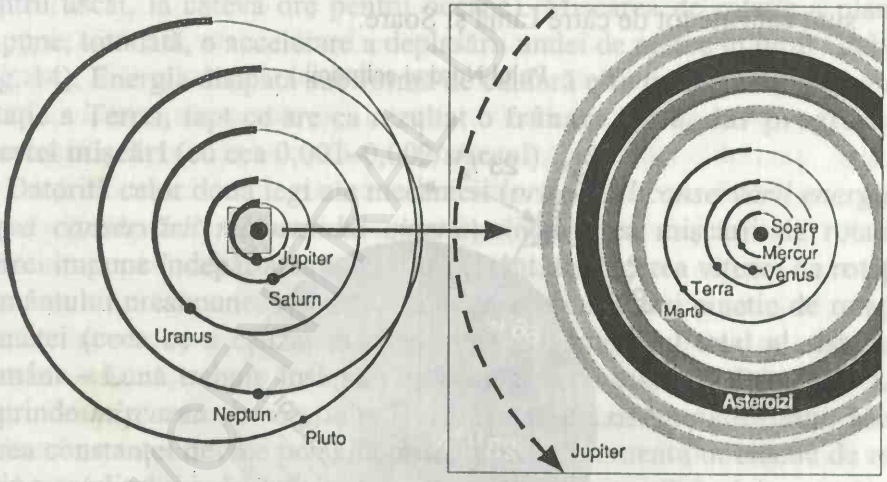


Fig. 12. Orbitele planetelor văzute de la Polul Nord al eclipticii (după Cazenave, JRO „Atlas der Astronomie", 1990, cu modificări).

- **Înclinarea planului ecuatorial** planetar pe planul orbital este obișnuit sub 30^0 (fig. 13), cu excepția lui Venus (177^0), Uranus (98^0) și Pluto (122^0). Această înclinare conduce la formarea anotimpurilor. Înclinarea, ca și caracterele diferite ale mișcărilor de rotație par a fi

cauzate de ultimele coliziuni din timpul procesului de formare a corpului ceresc respectiv.

Când rotația este egală ca timp cu revoluția se zice că este o „**rotație sincronă**"; așa se întâmplă în cazul Lunii și al majorității sateliților care, de aceea, prezintă mereu aceeași față către planetă. Sincronismul a rezultat în timp prin fenomenul de maree ce a redus lent rotația corpului respectiv până ce s-a atins un echilibru cu revoluția.

Mișcarea de rotație a planetelor poate fi perturbată și de alte cauze (în afară de maree) ce conduc la modificarea poziției axei de rotație (axa polilor planetei) și chiar a perioadei de rotație. Acest tip de perturbații se numesc oscilații și determină migrarea în timp a axei polilor.

În cazul Terrei, de exemplu, axa de rotație se deplasează în jurul polilor eclipticii (cu care axa planetei face un unghi de $23^1/_2{}^0$ – fig. 13 și 73), într-o rotire completă de 26 000 ani. Este mișcarea numită **precesie** și rezultă din atracția mai puternică a Lunii și a Soarelui asupra zonei ecuatoriale. Pe această mișcare foarte lentă se suprapun oscilări cu perioade de 18 ani ale axei polilor numite **nutații** și care sunt cauzate tot de către Lună și Soare.

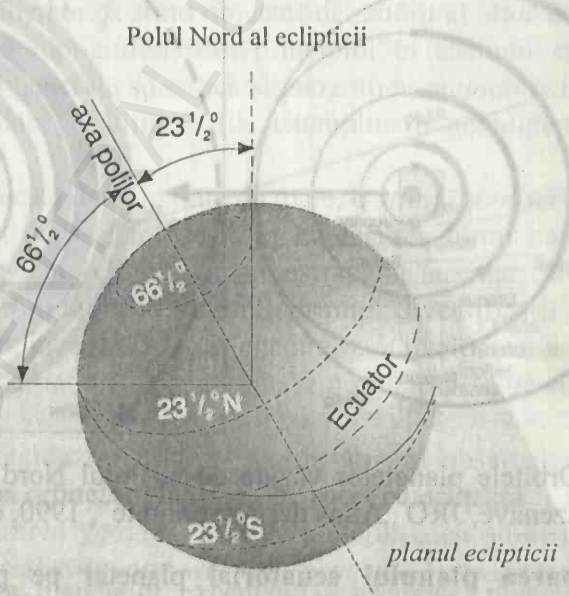


Fig. 13. Planul ecuatorial al Terrei face un unghi de $23^1/_2{}^0$ cu planul eclipticii.

Există multe alte cauze perturbatoare ale mişcărilor orbitale din sistemul solar, dar ele nu conduc la hazarduri. Aceasta deoarece există o *interacţiune gravitaţională,* care creşte sau scade, menţinând stabilitatea şi configuraţia întregului sistem.

2.2.2.3. Mareele

Mareele determină în mod hotărâtor apariţia acestui echilibru. Ele rezultă din *atracţia reciprocă* a două corpuri, care impune o **deformare elastică** periodică. Fiecare obiect atrage toate particulele care compun celălalt obiect, generând deformarea sa mai mult sau mai puţin elastică, în funcţie de natura elementelor constituente (fig. 14). Deformarea este, totodată, periodică, pentru că este cauzată de corpuri ce trec periodic unele pe lângă altele.

Fenomenul este bine cunoscut între Pământ şi Lună. Nu numai apa cunoaşte însă fenomenul de flux şi reflux, ci şi uscatul se ridică şi coboară cu cca 30 cm la fiecare 12 ore. Mişcarea provoacă o *frecare* a particulelor, care cauzează o transformare a energiei de deformaţie în căldură. Ca urmare, deformarea nu se produce simultan cu trecerea Lunii pe la meridianul locului, ci cu o anume întârziere (întârzierea merge de la câteva minute pentru uscat, la câteva ore pentru oceane). Mişcarea de rotaţie a planetei impune, totodată, o accelerare a deplasării undei de maree în jurul Globului (fig. 14). Energia disipată sub formă de căldură este preluată din energia de rotaţie a Terrei, fapt ce are ca rezultat o **frânare lentă, dar progresivă a acestei mişcări** (cu cca 0,001–0,002/s/secol).

Datorită celor două legi ale mecanicii (*principiul conservării energiei* şi *legea conservării momentului cinetic*), încetinirea mişcării de rotaţie a Terrei impune îndepărtarea Lunii de Pământ. Reducerea vitezei de rotaţie a Pământului presupune, totodată, reducerea momentului cinetic de rotaţie a planetei (ceea ce a cauzat mărirea razei ei). Impulsul total al sistemului Pământ – Lună trebuie însă să rămână constant. Sistemul Pământ – Lună cuprinde *mişcarea de rotaţie a Terrei* şi cea de *revoluţie a Lunii.* Menţinerea constanţei devine posibilă prin creşterea momentului cinetic de revoluţie a satelitului **prin mărirea razei orbitei lunare.** Calculele au arătat că aceasta creşte cu aproximativ 3 m/100 ani.

Există destule dovezi că mişcarea de rotaţie a Terrei era cu mult mai mare în trecut, aşa cum o arată inelele concentrice construite într-un ritm diurn de formaţiunile coraligene din Carbonifer. În urmă cu 400 milioane de ani, ziua avea 22 ore, iar anul număra 400 zile, mareele provocate de Soare neavând suficientă forţă pentru a modifica mărimea perioadei de revoluţie a Pământului.

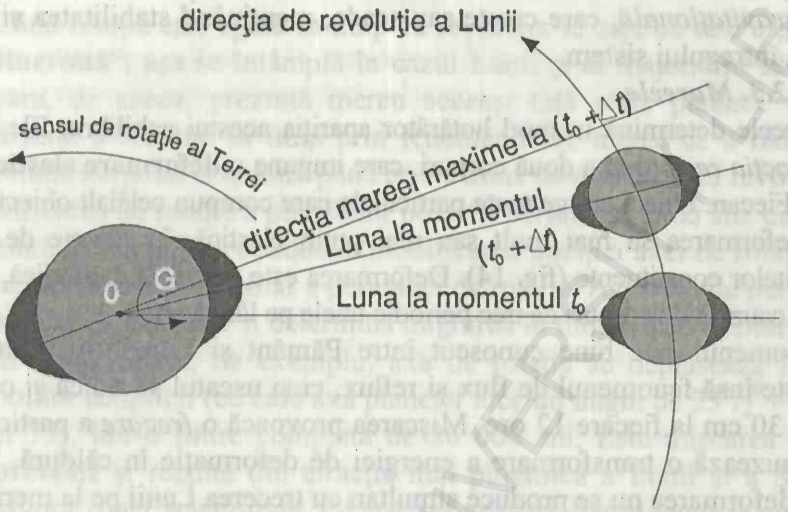


Fig. 14. Mareele în sistemul Pământ – Lună. Terra şi satelitul ei se rotesc în jurul centrului de greutate al sistemului (*G*), situat în apropierea centrului Pământului (*0*). Atracţia satelitului determină o accelerare a particulelor dispuse pe direcţia Pământ – Lună. În urma procesului de frecare internă, are însă loc o întârziere cu Δt în producerea deformării maxime. Unda de maree va înconjura, totodată, datorită influenţei rotaţiei Pământului, mai repede planeta comparativ cu deplasarea pe orbită a Lunii. Atracţia exercitată de Lună va urmări readucerea amplitudinii maxime a undei de maree pe aliniamentul Pământ – satelit, determinând astfel reducerea vitezei de rotaţie a planetei. În acelaşi timp, Terra creează maree pe Lună şi acestea frânează viteza de deplasare a satelitului pe orbită (după Cazenave, JRO „Atlas der Astronomie", 1990, cu modificări).

Frânarea mişcării de rotaţie a Lunii în jurul propriei axe a încetat în prezent, deoarece ea a atins un echilibru cu mişcarea de revoluţie a satelitului. Ambele se efectuează în cca 27 de zile. S-a ajuns astfel la o rotire sincronă. De fapt, majoritatea sateliţilor planetelor au atins acest tip de rotaţie.

Influenţa mareică a Soarelui este mai mică pe Pământ, dar mare pentru Mercur şi Venus. De aici a rezultat rotirea mai lentă a acestora (59 zile la Mercur şi 243 zile la Venus). Mercur nu a atins încă o rotire sincronă cu revoluţia (88 zile, cât are anul său), dar se află într-un stadiu stabil, la două revoluţii executând exact trei rotaţii. Unii autori (Hunt, 1982) susţin ideea după care planeta Venus ar fi depăşit acest sincronism, ajungând la o rotire de tip retrograd. Aceşti autori presupun că iniţial mişcarea planetei ar fi fost directă şi apoi, o basculare progresivă a axei de rotaţie ar fi condus la o inversare. Bascularea ar fi fost impusă de mareele din atmosfera densă a planetei.

2.2.3. Energia termică a corpurilor planetare

Mişcarea atomilor şi a moleculelor din interiorul unui obiect reprezintă o formă măsurabilă de energie, numită energie termică. Dacă atomii unei substanţe vibrează sau prezintă o rotaţie cu o frecvenţă mai mare, acest lucru este perceput ca o creştere a temperaturii obiectului respectiv.

Creşterea energiei termice impune o îndepărtare reciprocă a atomilor, până la ruperea legăturilor ce ţin împreună atomii şi moleculele substanţei respective. Ca urmare a ruperii legăturilor, substanţa poate să se topească sau, prin fierbere, să devină gazoasă.

Principalele surse de energie termică implicate în dinamica planetelor se referă la energia acumulată în urma **procesului de acreţie**, cea produsă prin **pierderea de potenţial gravitaţional** în timpul formării nucleului, datorată **dezintegrării spontane a elementelor radioactive**, la **energia solară,** sau la cea rezultată în urma **fenomenului mareic** (Hamblin, Christiansen, 1990).

Mărimea planetei devine factor hotărâtor, influenţând rapiditatea cu care este pierdută căldura internă a corpului respectiv. Căldura generată în interior trebuie transportată spre suprafaţă prin conducţie (procesul prin care energia de vibraţie a unui atom este transmisă atomilor vecini, fiind specifică solidelor) sau convecţie, şi eliberată în exterior prin radiaţie. În consecinţă, corpurile mici (de exemplu, Luna şi Mercur), având o suprafaţă mare comparativ cu masa lor, vor pierde mult mai repede energia termică comparativ cu planetele mari.

Energia termică a unui corp ceresc se reflectă în primul rând în dinamica sa şi prin fazele evolutive pe care acesta le parcurge (vezi şi II.4.).

3. Principalele ipoteze cu privire la formarea sistemului solar

3.1. Ipoteza lui Buffon (1747)

Prima ipoteză ştiinţifică este socotită a fi teoria lui Buffon, conform căreia sistemul planetar ar fi luat naştere din materia expulzată din Soare în urma ciocnirii acestuia cu un alt astru. Acestei ipoteze, numite „ipoteza catastrofismului" sau „ipoteza stelară", i se opune în principal faptul că apropierea faţă de Soare ar fi condus, din cauza temperaturilor extrem de ridicate, la volatilizarea astrului respectiv înaintea impactului.

3.2. Ipoteza lui Immanuel Kant (1755)

Apărută în lucrarea „Istoria generală a naturii şi teoria cerului", ipoteza formulată de Kant pleacă de la premisa existenţei unui haos primitiv. În acest Univers timpuriu, particulele se găseau în stare solidă şi se deosebeau unele faţă de altele prin dimensiuni, care impuneau o forţă de atracţie diferită. Intrând unele în sferele de atracţie ale altora, ele au format nebuloase stelare. Aceste nebuloase imprimau materiei lor o mişcare pe direcţia predominantă a atracţiei gravitaţionale. Treptat, prin concentrarea materiei spre centru, s-a format Soarele, care a devenit incandescent. Restul materiei din nebuloasa iniţială, acumulată în planul ecuatorial, a dus la formarea prin condensare a planetelor şi a sateliţilor lor.

3.3. Ipoteza lui Laplace (1796)

Cu totul independent de Kant, Laplace a formulat, în lucrarea sa „Despre sistemul lumii", o ipoteză asemănătoare, care pleacă tot de la ideea unei mase difuze de particule solide şi gaze. Diferenţa constă în faptul că nebuloasa, în concepţia lui Laplace, era incandescentă şi antrenată într-o mişcare de rotaţie proprie. Această mişcare a dus la concentrarea materiei spre centru, unde s-a format Soarele, înconjurat de „un fel de atmosferă originară" de formă lenticulară. Această masă gazoasă era supusă atât forţei de atracţie a Soarelui, cât şi celei centrifuge. În timp, nebuloasa s-a concentrat prin pierderea căldurii spre exterior.

Conform legii conservării momentului cinetic (moment de inerţie • viteza unghiulară • raza = const.), pe măsură ce raza se micşora, creştea viteza de rotaţie a nebuloasei. O dată cu mărirea vitezei de rotaţie, creştea şi forţa centrifugă la care erau supuse particulele materiale din zona ecuatorială a nebuloasei. La un moment dat, la periferie, forţa centrifugă a depăşit forţa de atracţie exercitată de partea centrală a nebuloasei şi, ca urmare, s-a desprins

un inel de materie gazoasă. Acest proces s-a repetat de nouă ori, rezultând nouă inele. Materia gazoasă a inelelor s-a concentrat ulterior, prin răcire, în jurul unor centri de condensare, formând planetele.

Principala inadvertență a teoriei lui Laplace constă în imposibilitatea explicării pe baze mecanice a diferenței ce apare între raportul maselor și a momentului cinetic din sistem. Astfel, planetele posedă 98% din cantitatea de mișcare a sistemului, dar numai cca 1,2% din masa sa.

3.4. Ipoteza lui James Jeans (1916)

Fizicianul englez Jeans a propus, în 1916, o nouă teorie, care a fost larg răspândită până în 1940 (Jeans 1930). El pleacă de la ipoteza că Soarele ar fi fost o simplă stea lipsită de sateliți, până în momentul când a trecut pe lângă el un astru imens, exercitând o acțiune mareică asupra sa. Când cele două corpuri s-au apropiat sub distanța critică, din Soare s-a desprins o protuberanță sub forma unui „trabuc" care a rămas însă sub influența masei solare, rotindu-se în jurul astrului. Din această materie gazoasă ar fi rezultat mai târziu planetele.

Calculele astronomului sovietic Pariski (citat de Răileanu, Pauliuc, 1969) au arătat însă că, în situația acestui scenariu, o parte din materia smulsă ar fi trebuit să cadă înapoi în Soare, iar o alta să urmeze steaua care ar fi provocat protuberanța.

3.5. Ipoteza lui Otto I. Schmidt (1943)

Schmidt pleacă de la ideea că în planul ecuatorial al galaxiei se află numeroase concentrări de nori cosmici. Soarele, în mersul său galactic, a intersectat periodic acești nori cosmici, captându-i. O parte a materiei acestor nebuloase a fost asimilată de către Soare, masa astrului mărindu-se treptat. Toate planetele sistemului solar au provenit, conform teoriei lui Schmidt, dintr-un roi de meteoriți, fiind corpuri inițial reci. Temperatura acestora a crescut abia ulterior, o dată cu formarea unei atmosfere capabile să rețină căldura rezultată din procesele interne de dezintegrare radioactivă sau din impacturile meteoritice ulterioare.

3.6. Ipoteze actuale

Teoriile actuale privind formarea și evoluția sistemului solar sunt legate de observarea fenomenului de naștere și de dispariție a stelelor în Univers. În cadrul galaxiilor domină *forțele gravitaționale*, dar apar și *unde de șoc* rezultate în urma exploziilor de tip novă sau supernovă. Supernovele repre-

zintă stadiul final al evoluției stelelor, când heliul din nucleu se transformă în carbon. Nucleul se contractă, iar învelișul exterior se răspândește în spațiu printr-o explozie.

Ca urmare a undei de șoc, masele de gaz și praf interstelar se concentrează în unele spații. Apare *norul* inițial, care apoi se contractă prin colaps gravitațional, rezultând o **nebuloasă cu formă de sferă**.

Materia nebuloasei începe să se rotească tot mai repede în jurul unui ax central; se naște *forța centrifugă*, care dilată partea ecuatorială, iar sfera se transformă într-un **disc**, cu margini tot mai subțiri. Din acest „disc de acreție", care este o „nebuloasă protostelară", pot lua naștere **sisteme solare și planetare**, așa cum s-a întâmplat cu sistemul nostru, acum 4,6 mld. de ani.

Discul de acreție are o densitate mică (cca 100 atomi/cm^3); se compune din gaze de hidrogen și heliu și din praf cosmic, care conține atomi de elemente grele. Aceștia din urmă, prin ciocniri repetate, dau **molecule**, care intră de asemenea în coliziuni multiple. Se nasc **aglomerate** de substanțe solide, de fier, de siliciu, aluminiu etc., dar de dimensiuni foarte mici.

Treptat, aceste aglomerate se măresc și cad către planul discului. Căderile se accelerează atunci când diametrul materiei solide atinge dimensiunile unui cap de om, nemaiputând fi antrenate în mișcările locale ale gazului.

Fragmentele ajunse în planul discului se rotesc pe orbite circulare în jurul centrului. În centru materia se condensează mult mai repede, se încălzește prin coliziuni tot mai frecvente (10 000 K), devine incandescentă; apare **protosoarele**, de culoare roșie. Creșterea temperaturilor diminuează mult colapsul gravitațional.

În jurul protosoarelui (în care nu au loc încă reacții termonucleare) se învârt **cercuri de praf** din grăuncioare fine, reci, înghețate. Prin contractare, se ating temperaturi de cca 8 mil. K și presiuni suficient de ridicate pentru a începe reacțiile termonucleare în centrul nebuloasei. Acestea opresc procesul de contractare. Evoluția nebuloasei stelare până în faza de soare caracterizat prin combustia hidrogenului poate atinge o perioadă de cca 100 000 ani.

În cadrul nebuloasei inițial omogene, apare, totodată, o diferențiere chimică și fizică, prin cristalizarea treptată a particulelor solide, în funcție de scăderea gradientului de temperatură, formând *metale*, *silicați* și *gheață*. În sectorul cu temperaturi ridicate din apropierea Soarelui condensează elemente ca osmiu și zirconiu (care poate nici nu s-au găsit vreodată în stare de vapori), apoi cristale de oxizi de calciu și aluminiu (formate la temperaturi de cca 1 700 K) și compuși metalici de fier și nichel precipitați

direct din gaz la aproximativ 1 470 K. La 1 450 K se formează mineralele silicatice bogate în magneziu (olivină şi piroxenii), iar la cca 1 000 K, feldspaţii (de sodiu şi potasiu). La temperaturi sub 700 K, fierul reacţionează cu sulful (FeS) sau se combină cu oxigenul pentru a participa în reacţii cu magneziu, formând silicaţi sau oxizi (ca magnetitul). La temperaturi situate sub 300 K, precipită strict compuşii carbonatici şi apa sub formă de gheaţă este încorporată solidelor. La temperaturi şi mai scăzute cristalizează substanţe volatile precum argonul (Ar), amoniacul (NH_3) şi metanul (CH_4), formând gheaţă, în timp ce hidrogenul şi heliul rămân în stare gazoasă.

Treptat au loc creşteri şi aglomerări de materie în planul discului, sub formă de **bolovani**. Aceştia cresc în continuare prin intermediul atracţiei gravitaţionale până la diametre de kilometri; apar astfel **planetoizii.**

Totodată, creşte gravitaţia planetoizilor, ca şi viteza lor de rotaţie. Ei continuă să se mărească, deoarece atrag cu putere materia din jur. În plus, unii planetoizi au orbite înclinate faţă de planul discului şi se pot intersecta cu alţii; se sfărâmă şi bucăţile rezultate încep noi circuite. Se măresc şi rezistă mai ales planetoizii cu orbite situate în planul discului protosolar şi cu o traiectorie cât mai apropiată de cerc.

De obicei, planetoizii care ating 1 000–2 000 km în diametru sunt cei care concură la faza de **planetă**, prin continuarea „competiţiei gravitaţionale". Cu stadiul de planetoid, când gravitaţia devine mai mare, începe şi concurenţa pentru formarea de **sateliţi** ai planetelor.

În urma formării corpurilor planetare, apare un proces de diferenţiere internă a acestora, deoarece elementele lor componente prezintă proprietăţi fizice distincte (mai ales în privinţa densităţilor) şi afinităţi chimice care impun separarea lor. În acest sens se poate distinge grupul *elementelor siderofile* (iubitoare de fier – gr.), precum fierul, nichelul şi cobaltul, elemente *calcofile*, cu afinitate faţă de sulf (precum zincul sau argintul), sau pentru oxigen – *litofile* (sodiu, potasiu, calciu, siliciu) şi *atmofile* (hidrogen, heliu, neon, oxigen). Printr-un proces de lăsare şi sortare gravitaţională, ce are loc la un anumit moment în evoluţia planetelor, elementele grele migrează spre interior, formând nucleul.

4. Structura şi dinamica planetelor telurice

Formarea structurii planetare începe cu **etapa de creştere gravitaţională** prin procesul de acreţie (fig. 15). În timpul creşterii gravitaţionale, impactul cu particulele materiale ce compun nebuloasa iniţială generează fenomene de degazeificare ce duc la apariţia unor *atmosfere primare. Efectul de seră* impus de acestea joacă rolul de contrabalansare a pierderilor radiative ale energiei de acreţie.

Creşterea temperaturii duce, totodată, la apariţia unui *ocean de magmă* în care are loc separarea fierului şi a elementelor volatile din silicaţi, având ca urmare stratificarea învelişurilor planetare: atmosferă, manta, nucleu.

Etapa principală este cea a **tectonicii, care afectează întreaga grosime a mantalei** (fig. 15). Mişcarea convectivă globală se diminuează până la încetare o dată cu creşterea vâscozităţii materiei din manta, ca urmare a fenomenului de răcire a planetei. Durata acestui stadiu depinde însă mult şi de grosimea atmosferei, capabilă să menţină un efect de seră.

Pământul şi-a pierdut atmosfera densă, iniţială, acum 4 mld. de ani. Acest lucru a determinat răcirea planetei de la suprafaţă spre interior, urmată de trecerea Terrei în etapa de **tectonică a plăcilor**. Plăcile litosferice sunt menţinute însă în mişcare de dinamica ce cuprinde întreaga grosime a mantalei, pe care la rândul lor o influenţează (vezi şi 8.2). Pământul se găseşte, din punct de vedere evolutiv, în faza de tranziţie de la o planetă tânără spre una bătrână (cum este Mercur, Marte sau Luna).

Prin răcire, litosfera devine extrem de groasă şi rigidă, iar deplasarea plăcilor tectonice încetează. Corpul planetei tinde să se contracte prin reducerea temperaturilor de la suprafaţă spre interior.

Din cauza reducerii volumului corpului planetar, apar puternice tensiuni laterale ce generează falieri şi încălecări de compresiune a scoarţei. Materia topită din unele porţiuni din manta tinde să urce spre suprafaţă, generând un vulcanism bazic extrem de stabil. Este etapa de **contracţie planetară** (fig. 15).

Răcirea în continuare a corpului planetei duce la încetarea oricărei manifestări vulcanice şi la solidificarea topiturii silicatice din interior, cu eliberarea substanţelor volatile conţinute (H, C şi O). Este începutul etapei de **tectonică terminală**, marcată doar prin impactul meteoritic ocazional şi prin efectele forţelor mareice (fig. 15).

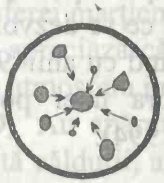
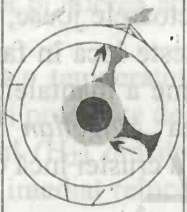
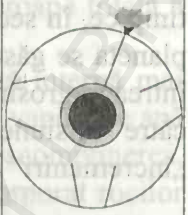
	etapa de creştere gravitaţională	etapa convecţiei globale	etapa tectonicii plăcilor	etapa contracţiei planetare	etapa finală
1					
2	se formează o structură stratificată	mişcări convective cu aspect columnar pe toată grosimea mantalei	convecţie generată de scufundarea plăcii oceanice în mantaua inferioară	compresie orizontală şi subsidenţă, rare falii pentru transportul magmei	fracturări ale scoarţei, emanaţii de gaze, morfologie dominată de acţiunea agenţilor externi
3	apare oceanul de magmă	nu există plăci litosferice ci doar o crustă foarte subţire	existenţa unui număr divers de plăci tectonice	existenţa unei cruste foarte groase	răcirea corpului planetei care mai este încălzit doar prin procesul mareic şi Soare
4	toate planetele telurice acum 4,6 mld. ani	Terra în etapa timpurie de evoluţie şi, după unii, Venus	Terra	Mercur, Marte	Luna

Fig. 15. Etapele evoluţiei planetare (după Maruyama, 1994, modificat).

Structura planetelor telurice este sub formă de **învelişuri** aflate în diferite faze de evoluţie şi dispuse în funcţie de densitate (cele din ce în ce mai dense către centru). Corpul planetelor este compus dintr-o **crustă** subţire, o **manta**, în majoritatea cazurilor relativ rigidă, şi un **nucleu** foarte dens, în stare solidă sau lichidă.

Structura Lunii a fost descifrată de misiunile *Apollo*: o crustă de 60–75 km, cu crăpături prin care a ieşit lavă bazaltică (mările lunare); mantaua exterioară, care coboară până la cca 1 000 km (între 500 şi 900 km îşi au originea cutremurele lunare provocate de mareele impuse de Terra) şi mantaua inferioară cu grosimi de 400 km; starea nucleului este controversată; el pare redus la o rază de 500 km.

Structura lui Marte este mai mult presupusă: o litosferă rigidă de cca 200 km grosime (cu o crustă de cca 50 km); nucleul cu un diametru de 1 300–2 000 km; mantaua este lipsită de curenţi de convecţie, planeta fiind în faza de contracţie.

Venus prezintă o scoarță formată din silicați (ca și Terra); în regiunile înalte ale planetei (ce ating 11 km) ea este de tip continental terestru, în timp ce, în sectoarele joase, este de tip bazaltic. Mult timp s-a presupus că planeta se găsește încă în faza unor curenți de convecție ce se dezvoltă pe întreaga grosime a mantalei. Imaginile transmise, începând cu anii '90, de către misiunea *Magellan* au atras însă atenția asupra unei posibile „încremeniri" a crustei încă de acum 500 mil. ani (Kerr, 1994).

4.1. Originea atmosferelor planetare

Între planetele interne, Mercur și-a pierdut atmosfera din cauza gravitației sale slabe. Pe celelalte planete există o atmosferă, dar presiunea la nivelul solului, precum și compoziția chimică sunt foarte diferite. Pe Venus și Marte domină dioxidul de carbon (CO_2), iar pe Terra azotul (N_2) și oxigenul (O_2), impuse prin prezența viețuitoarelor.

Diferențele dintre atmosferele celor trei planete sunt explicate prin evoluția lor specifică. Urmele unor gaze grele (argon 36, krypton, neon) dau indicații în acest sens, deoarece acestea nu au scăpat forței gravitaționale și nici nu se combină cu elementele solide de la sol. De exemplu, argonul 36 și neonul 20 prezintă aceleași proporții pentru toate cele trei planete (deci este un raport inițial, păstrat), dar foarte diferit de raportul acestor elemente în Soare (de asemenea un raport primitiv).

Menținerea raporturilor respective exclude ipoteza că atmosferele au fost captate direct din nebuloasa primară de către corpurile solide, ca și ipoteza că sursa atmosferelor ar fi asteroizii și cometele care s-au ciocnit cu planetele.

Se ajunge, astfel, la susținerea **ipotezei acreției**. Constituenții atmosferei au fost conținuți în praful nebuloasei înainte de formarea planetelor. De exemplu, apa este cuprinsă în mineralele hidratate, cum este serpentina. Ajunse la temperaturi înalte, în interiorul planetei, mineralele respective dau vapori de apă, ce sunt eliberați la suprafață prin emisii vulcanice. Totodată, compoziția chimică a gazului depinde de temperatură și aceasta este, la rândul ei, în funcție de distanța față de Soare și de căldura internă a planetei. În prima fază, mineralele din nebuloasa primitivă au condensat la temperaturi diferite, în funcție de distanța față de Soare. *Au rezultat astfel minerale proprii pentru fiecare planetă*, care, în faza următoare, au făcut ca și *gazele eliberate* din mineralele respective *să nu fie identice.*

La criteriul distanței față de Soare (la care se adaugă temperatura internă a planetei), mai intervin și procesele chimice de *transformare ulterioară* a

BIBL. „M. EMINESCU" IAȘI

elementelor gazoase emanate, *pierderile* în exterior ajutate de forța centrifugă, iar în cazul Terrei, *apariția vieții*. În situația lui Marte se adaugă și reducerea forței gravitaționale, care a condus la pierderea aproape totală a atmosferei marțiene.

Se apreciază că pe Venus și Terra (care au o temperatură internă mai mare) atmosfera primitivă a rezultat din degajări puternice de vapori de apă și CO_2. Au apărut oxigenul (O_2) și hidrogenul (H_2) din descompunerea, datorită căldurii, a H_2O, dar O_2 a fost aproape imediat reîncorporat rocilor (în faza de oxidare a acestora). Dioxidul de carbon s-a păstrat pe Venus, dar pe Terra el a fost absorbit, în mare parte, de către apa oceanelor și a fost fixat în roci de tipul carbonatului de calciu (CO_3Ca). Într-un anume stadiu de temperatură, vaporii de apă au condensat pe Terra și Marte formând oceane, pe alocuri calote glaciare.

Simulările făcute au indicat că distanța față de Soare necesară pentru realizarea unei atmosfere *propice nașterii vieții* (prin apariția unor procese de chimie organică) este cea a Terrei, respectiv aceea *unde poate persista apa în stare lichidă*. Este vorba de o distanță de *0,95–1,01 ua*; sub 0,95 ua s-ar declanșa un efect de seră mult prea puternic, care ar ridica temperatura planetei foarte mult (ca pe Venus); peste 1,01 ua s-ar instala glaciațiunea, ca în cazul lui Marte.

Pe **Venus**, distanța medie de 0,7 ua față de Soare a determinat o menținere a caracteristicilor unei atmosfere primare, similară cu cea care a fost inițial pe Terra. Aici, *efectul de seră* a condus la temperatura actuală de 450^0C la nivelul solului. Solul se încălzește de la Soare și emite radiație în infraroșu; căldura este blocată de prezența CO_2, a vaporilor de apă și de nori. În parte, această căldură se reîntoarce la sol, supraîncălzindu-l („efect de seră divergent", realizat prin retroacțiune).

Pe **Marte** (distanța până la Soare este de 1,5 ua), evoluția s-a petrecut oarecum invers, apa fiind blocată prin îngheț în *calote polare* și în sol. Există însă și alte deosebiri în raport cu Terra. Masa mai redusă a acestei planete, ca și căldura internă mai mică au făcut ca degazeificarea să fie numai parțială (20%). În aceste condiții s-a eliberat numai echivalentul unui strat de cca 100 m de apă. Dacă dioxidul de carbon s-ar fi menținut într-o cantitate mai mare în atmosferă, el ar fi creat totuși un efect de seră cu o temperatură de peste 0^0C. Dioxidul de carbon a fost însă fixat în rocile calcaroase, ca și pe Terra, sau în calotele polare. Dar pe Pământ, dinamica plăcilor conduce la o reciclare a CO_2, readucîndu-l în atmosferă prin vulcanismul întreținut de tectonica plăcilor. Pe Marte vulcanismul s-a stins,

iar cantitatea de CO_2 din atmosferă a scăzut continuu. Ca urmare, a coborât şi temperatura sub 0^0C, apa concentrându-se în sol sub formă de gheaţă.

Pe **Terra**, evoluţia atmosferei a cunoscut o succesiune de cel puţin patru faze:

a. prin degazeificare a rezultat o atmosferă iniţială cu 84% H_2O, 14% CO_2, 1% CH_4, CO, 0,2% N_2 ş.a.
b. apa a condensat ulterior, modificând proporţiile în compoziţia iniţială a atmosferei;
c. CO_2 s-a dizolvat în apă şi s-a fixat în roci, CH_4 şi CO sunt oxidate (O_2 este eliberat prin fotodisociere din H_2O);
d. acum cca 2 miliarde de ani, CH_4 şi CO erau aproape epuizate şi O_2 creştea continuu datorită procesului de fotosinteză, până ce s-a creat un strat de ozon (O_3), protector faţă de ultraviolete; aceasta a permis extinderea vieţii pe continente (acum cca 420 milioane de ani).

5. Condiţii de viaţă – principiul antropic

Ipoteze asupra existenţei vieţii extraterestre s-au emis în special pentru Marte. În urmă cu aproape 100 de ani, Lawell admitea existenţa „marţienilor", care ar fi construit „canale marţiene" (descoperite în 1877 de Schiaparelli). Cercetările recente, prin intermediul sondelor şi al rachetelor spaţiale, au dovedit absenţa vieţii pe toate planetele sistemului solar, în afară de Terra (deşi se mai fac încă unele supoziţii referitoare la satelitul Europa).

Tipler şi Barrow (1986) afirmă că Universul trebuie să conţină 10^{20} stele pentru a se putea dezvolta o singură specie inteligentă (Universul observabil are 10^{11}). Calculele au arătat că o viaţă asemănătoare celei de pe Terra necesită un sistem planetar de tip solar. Timpul „t" necesar apariţiei fiinţei inteligente trebuie să fie inferior timpului cât planeta rămâne locuibilă. La rândul său, acesta nu poate depăşi timpul de viaţă al unei stele de tip solar. Se consideră că t trebuie să fie $0{,}46 \cdot 10^{10}$ ani pentru ca evoluţia biologică să poată produce fiinţe inteligente de tip uman. Statistic vorbind, timpul mediu corespunzând apariţiei vieţii umane este superior a 10^{10} ani, depăşind media de viaţă a unei stele de tip solar, astfel încât majoritatea stelelor, îndeplinind rolul Soarelui, s-ar fi stins cu mult înainte ca organisme complexe, precum cele umane, să se fi putut forma.

5.1. Principiul antropic

Principiul antropic urmăreşte explicarea evoluţiei Universului prin prisma finalităţii sale – apariţia omului – pe baza interpretării constantelor fundamentale (tabelul 3).

Constantele naturii sunt valori fixe, particulare, ce nu pot fi exprimate în funcţie de alte constante şi a căror valoare nu poate fi explicată pe baza unei teorii existente.

Întrebarea ce se ridică este de ce au aceste constante valorile pe care le au? Răspunsul este că aceste valori sunt extrem de precis determinate, la cea mai mică variaţie a forţei de gravitaţie sau a celei electromagnetice nemaiputând exista stele stabile, iar echilibrul între proprietăţile nucleelor, ale atomilor şi moleculelor ar fi distrus. Existenţa structurilor complexe în Univers devine posibilă doar din combinarea valorilor existente ale constantelor fundamentale.

5.1.1. Necesitatea formulării principiului antropic

Căutarea unei *Teorii despre Tot* (Theory of Everything) este expresia finală a credinţei în existenţa unei reprezentări concise a logicii care guvernează proprietăţile Universului, ce ar putea fi transcrisă sub formă finită de către fiinţele umane (Barrow, 1991). *Creierul uman reprezintă cel mai eficient instrument întâlnit în natură, care poate fi capabil să comprime conţinutul informaţional al realităţii fizice.* Dacă se consideră ansamblul simbolurilor din care se poate construi o reprezentare concisă ca fiind algoritmic compresibil, atunci posibilitatea de a construi o teorie unificatoare a interacţiunilor fizice se bazează pe ipoteza că Universul este – în terminologia logicienilor – algoritmic compresibil (Chaitin, 1987; Barrow, 1991).

Pe de altă parte, potrivit ultimelor teoreme ale lui Gödel (1989, citat de Demaret, Lambert, 1994), **ştiinţa nu poate avea acces la adevărul absolut.** În orice sistem formal, constituit din axiome şi reguli de derivare, ce conţine cel puţin aritmetica elementară, există propoziţii ce nu pot fi demonstrate sau infirmate. Totodată, în orice sistem formal evoluat, nu se poate realiza o demonstraţie a necontradicţiei acestuia. Cu alte cuvinte, conştiinţa logică a unei teorii nu poate fi niciodată asigurată de teoria însăşi. Acest fapt face imposibilă demonstrarea coerenţei teoriei unitare ultime. Ca o consecinţă, suntem forţaţi să căutăm fundamentul unităţii, coerenţa crescândă a teoriilor fizicii, în afara unei structuri fizico-matematice stricte, într-un eveniment empiric singular. Acesta este fenomenul uman.

Tabelul 3. Constantele fizice fundamentale
(după Demaret, Lambert, 1994)
– în sistemul de unităţi internaţional, SI –

Denumire	Simbol	Valoare numerică
viteza luminii	c	$3 \cdot 10^8$ m/s
sarcina electrică a protonului	e	$1{,}6 \cdot 10^{-19}$ coulomb
permitivitatea vidului	$\varepsilon 0$	$8{,}85 \cdot 10^{-12}$ Faraday/m
constanta lui Planck	h	$6{,}36 \cdot 10^{-34}$ joule/s
constanta lui Boltzmann	k	$1{,}38 \cdot 10^{-23}$ joule/K
masa protonului	mp	$1{,}67 \cdot 10^{-27}$ kg
masa electronului	me	$9{,}11 \cdot 10^{-31}$ kg
constanta gravitaţională a lui Newton	G	$6{,}67 \cdot 10^{-11}$ $m^3kg^{-1}s^{-2}$
lungimea de undă (Planck)	$(G\xi/c^3)^{1/2}$ unde $\xi = h/2\pi$	$2 \cdot 10^{-35}$ m
constanta forţei nucleare slabe	gw	$1{,}43 \cdot 10^{-62}$ joule m^3
constanta forţei nucleare tari	gs	$47{,}4 \cdot 10^{-26}$ joule m
constante de cuplaj:		
- forţa nucleară tare	$\alpha s = gs/\xi c$	15
- forţa nucleară slabă	$\alpha w = gwme^2c/\xi^3$	$3{,}05 \cdot 10^{-12}$
- forţa electromagnetică	$\alpha = e^2/4\pi\varepsilon_0\xi c$	$7{,}3 \cdot 10^{-3}$
- forţa gravitaţională	$\alpha G = Gmp^2/\chi c$	$5{,}9 \cdot 10^{-39}$

5.1.2. Ce este principiul antropic?

Principiul antropic, denumire acordată de astrofizicianul american Carter (1974, citat de Demaret, Lambert, 1994), „pune în evidenţă o complicitate care s-a stabilit între Univers şi noi". Ideea finalităţii creaţiei îşi are rădăcinile în marile religii ale omenirii. Fiinţa supremă transcendentă ordonează Lumea dictându-i legile, de unde credinţa într-o ordine subiacentă întregului Univers, într-o unitate a Cosmosului, pe care fizicianul ar trebui să o poată cuprinde într-o teorie complet unificată a ansamblului interacţiunilor fizice.

Finalitatea apare, din această perspectivă, ca principiul organizării părţilor într-un tot şi al desfăşurării globale a cauzalităţilor, căpătând sensul de coerenţă a ansamblului. Ansamblul de fenomene din Univers se constituie într-o totalitate coerentă, adică într-un sistem ale cărui elemente sunt profund interdependente.

Principiul antropic prezintă două aspecte. **Principiul antropic slab** se referă la poziţia temporală a omului în Univers, cu rol de observator (Carter, 1974, Barrow, 1983, citaţi de Demaret, Lambert, 1994). Barrow arată că valorile observate ale variabilelor cosmologice (mărimea, curbura spaţială, constanta cosmologică, izotropia şi omogenitatea spaţiului etc.) nu

sunt arbitrare, ci sunt restrânse de condiții spațiale și temporale. Trei ani mai târziu, Barrow și Tipler enunță **principiul antropic slab lărgit** prin includerea și a constantelor fizice, care iau valori supuse unei duble restricții:

- necesitatea existenței siturilor, unde să poată evolua o viață bazată pe carbon și
- Universul trebuie să fie suficient de bătrân pentru a fi dat deja naștere unei asemenea evoluții.

Principiul antropic tare ia în considerare ansamblul proprietăților cosmologice și fizice ale Universului, fiind profund finalist. Parametrii fundamentali de care depinde Universul trebuie să fie astfel încât să permită, într-un anumit stadiu al evoluției sale, nașterea în sânul său a unui observator (Carter, 1974, citat de Demaret, Lambert, 1994).

5.1.3. Argumente în favoarea principiului antropic

1. În 1980, Press (citat de Demaret, Lambert, 1994) a considerat necesare trei condiții pentru a evalua *mărimea și masa planetelor locuibile*, ca și pe cea a ființelor vii:
   a. ființele vii, chiar elementare, trebuie să fie constituite din molecule organice suficient de complexe pentru a putea îndeplini în mod normal anumite funcții vitale;
   b. organismele trebuie să respire o atmosferă compusă din molecule evoluate, în nici un caz din hidrogen sau heliu;
   c. mărimea lor maximă este determinată de faptul că, atunci când cad, nu trebuie să se sfărâme.

Prima condiție impune ca temperatura planetei să nu fie prea ridicată, altfel legăturile chimice ale moleculelor organice complexe s-ar rupe. A doua condiție cere ca planeta să posede o atracție gravitațională suficientă pentru a reține o atmosferă complexă. De aici rezultă ordinul de mărime al razei planetei locuibile:

$$R \sim \in^{1/2} (\alpha/\alpha_G)^{1/2} a_0$$

- unde $\in \sim 0{,}003$ desemnează raportul între energia de legătură a moleculelor constituente și energia atomică;
- α este constanta de structură fină electromagnetică;
- α_G reprezintă constanta de structură fină gravitațională;
- a_0 este raza lui Bohr (10^{-8} cm).

Din calcule se obţine raza (R) ca fiind de 6 500 km, faţă de raza Terrei, de 6 750 km.

Pentru masa unei planete locuibile se deduce formula:

$$M \sim \in^{3/2}(\alpha/\alpha_G)^{3/2} m_p \text{ (unde } m_p \text{ este masa protonului)}$$

Tot din calcule rezultă că masa planetei locuibile trebuie să fie de 10^{30} g, a Pământului fiind de 10^{27} g.

Potrivit celui de al treilea criteriu, înălţimea fiinţelor vii trebuie să oscileze în jurul valorii de 1 m, cu o masă de cca 100 kg, conform formulelor:

$$\text{înălţimea} \sim 100 \in^{1/4} (\alpha/\alpha_G)^{1/4} a_0 \sim 10^2 \text{ cm} \sim 1\text{m}$$
$$\text{masa} \sim 100 \in^{3/4} (\alpha/\alpha_G)^{3/4} m_p \sim 10^5 \text{ g} \sim 100 \text{ kg}$$

2. Fizica demonstrează interpunerea *omului ca factor de legătură* între microcosmos şi macrocosmos (tabelul 4):

Tabelul 4. Arhitectura Universului
(după Demaret, Lambert, 1994)

Structura	Masa (în unităţi de masă protonică, m_p)	Mărimea (în unităţi de rază atomică, a_0)
Scala lui Planck	$\alpha_G^{-1/2}$	$\alpha^3\alpha_G^{1/2}$
Proton	1	α^3
Atom	1	1
Om	$(\alpha/\alpha_G)^{3/4}$	$(\alpha/\alpha_G)^{1/4}$
Planetă	$(\alpha/\alpha_G)^{3/2}$	$(\alpha/\alpha_G)^{1/2}$
Stea	$\alpha_G^{-3/2}$	$\alpha_G^{-1/2}$
Galaxie	$\alpha^4\alpha_G^{-2}$	$\alpha^3\alpha_G^{-1}$
Univers	$\alpha^{-2}\alpha_G^{-2}$	(α/α_G)

De unde rezultă:

a. înălţimea omului este egală cu [(raza planetei) • (raza atomului de hidrogen din modelul lui Bohr)] $^{1/2}$
b. masa omului este [(masa unei planete) • (masa atomului/sau a protonului)] $^{1/2}$
c. raza unei planete este [(mărimea Universului observabil) • (raza atomului lui Bohr)] $^{1/2}$.

3. Există *o suită de coincidențe* între numerele mari care sunt de același ordin de mărime, fapt ce nu se poate datora hazardului. Aceste coincidențe arată existența unei legături intime între proprietățile fizice ale particulelor elementare și caracteristicile globale ale Universului (Barrow, Tipler, 1986). În 1961, Dicke consemna că aceste coincidențe ale valorilor numerelor mari reprezintă o consecință a prezenței ființelor vii în Univers, ce nu are loc în orice etapă a evoluției Universului, ci doar atunci când sunt reunite condițiile fizice necesare existenței omului (citat de Demaret, Lambert, 1994).

a. raportul forțelor electromagnetică și gravitațională dintre un electron și un proton:

$$N_1 = e^2/Gm_pm_e \sim 0{,}2 \cdot 10^{40}, \text{ sau}$$
$$N'_1 = \chi c/Gm_p^2 \sim 2 \cdot 10^{38}, \text{ sau}$$
$$N''_1 = \chi c/Gm_pm_e \sim 3 \cdot 10^{41}$$

b. raportul între mărimea Universului observabil ($Ro = c/Ho$) și lungimea de undă Compton a electronului (χ/m_ec) sau a protonului ($r_p = \chi/m_pc$), de unde rezultă cele două forme corespondente:

$$N_2 = (c/Ho) / (\chi/m_pc) \sim 10^{41}$$
$$N'_2 = (c/Ho) / (\chi/m_ec) \sim 10^{38}$$

c. raportul între masa Universului observabil și masa protonului, din care rezultă numărul de protoni prezenți în Universul observabil (numărul lui Eddington).

$$N_3 = Mu/m_p \sim 10^{80}$$

Coincidențele se pot rezuma prin relațiile:

$$N_1 \sim N_2$$
$$N_3 \sim N^2_1 \sim N^2_2,$$

unde N_1 poate fi înlocuit cu N'_1 sau N''_1, iar N_2 cu N'_2, întrucât abaterea nu depășește factorul 10^3, care este neglijabil față de ordinul 10^{40}.

5.1.4. Proprietățile Universului din perspectiva principiului antropic

- **Mărimea Universului** în raport cu talia umană apare într-o disproporție uriașă, de ordinul 10^{26}. Dacă Universul observabil ar fi fost limitat la galaxia noastră și nu ar conține 10^{11} galaxii, câte există, atunci calculele arătă că vârsta lui s-ar fi redus la un an, ceea ce ar fi făcut ca nici stelele, nici planetele să nu aibă timp să se formeze. De aici afirmația fizicianului american Dicke că Universul trebuie să fie suficient de bătrân ca viața să poată apărea, care, transpusă la scară dimensională, ar însemna: Universul trebuie să fie suficient de mare ca omul să poată exista (Demaret, Lambert, 1994).
- Universul nostru **se dilată aproape de viteza critică**. Dacă viteza de expansiune ar fi mai mare decât forța de atracție, sistemul ar continua dilatarea la nesfârșit. Dacă forța de atracție ar fi mai mare, expansiunea s-ar opri și ar începe contracția. Universul are valoarea cea mai mică ce îl menține în expansiune, evoluând în apropierea barierei critice dintre Universul închis și cel deschis. „Ca să rămână atât de aproape de viteza critică după 15 miliarde de ani de evoluție, trebuie ca viteza sa de pornire să fi fost diferită de cea critică, însă nu cu mai mult de unu la zece urmat de 35 de zerouri" (Barrow, „Originea Universului", 1994, p. 23). Evoluția aproape de bariera critică reprezintă elementul vital pentru ca Universul să poată conține oameni. Dacă el s-ar fi dilatat mai repede, atunci gravitația nu ar fi putut aduna laolaltă insulele de materie din care să se formeze galaxiile și stelele. Dacă Universul s-ar fi dilatat sub viteza critică, expansiunea ar fi trecut în faza de contracție cu mult înainte ca stelele să fi avut timp să se formeze (fig. 16).

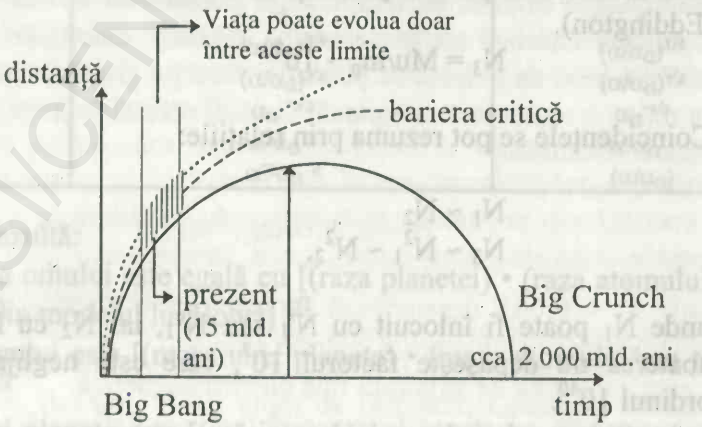


Fig. 16. Universurile capabile să dea naștere vieții sunt cele care se dilată aproape de bariera critică (după Barrow, 1994, cu modificări).

- **Rolul stelelor** este de a transforma hidrogenul în heliu, iar în etapa finală, heliul în carbon, azot, oxigen, siliciu, fosfor şi în celelalte elemente vitale din biochimie. În urma exploziei stelelor în supernove, aceste elemente se răspândesc în spaţiu şi intră în componenţa planetelor. Nucleul fiecărui atom de carbon din corpul uman, ca bază a acizilor dezoxiribonucleici (ADN) şi ribonucleici (ARN), îşi are originea în stele.
- **Prezenţa carbonului** în Univers depinde nu numai de *vârsta* şi *dimensiunile* acestuia, *ci şi de coincidenţele aparent surprinzătoare între constantele naturii* ce determină nivelurile de energie ale nucleelor. Când reacţiile nucleare din stele combină două nuclee de heliu pentru a produce beriliu, ne aflăm la un pas de producerea carbonului prin alipirea unui alt nucleu de heliu. Această reacţie este însă prea lentă pentru a produce carbon în cantităţi suficiente. Hoyle a prevăzut încă din 1952 că nucleul de carbon posedă un nivel de energie mai ridicat decât suma energiilor nucleelor de heliu şi beriliu. Această situaţie produce o reacţie rapidă de tip heliu – beriliu, printr-un proces numit „rezonanţă". În cazul în care constantele naturii ar fi fost puţin diferite, rezonanţa heliului, a beriliului şi a carbonului nu ar fi avut loc şi, în consecinţă nici viaţa, deoarece nu ar fi existat carbon în Univers. O dată carbonul produs el s-ar putea însă transforma complet în oxigen prin reacţiile nucleare dintre carbon şi alte nuclee de heliu, dacă reacţia ar rămâne rezonantă până la sfârşit. Acest fapt nu are însă loc, o parte din carbon menţinându-se.
- Dacă iniţial Universul a avut mai multe **dimensiuni** (teoria „superstringurilor" implică teoria spaţiului multidimensional, putând vibra într-un spaţiu cu până la 26 de dimensiuni), la nivelul actual s-au dilatat doar trei, celelalte rămânând fixate la mărimea iniţială. Numai la nivelul Universului cvadridimensional spaţiul şi timpul se leagă într-o entitate unică. Dacă ar exista mai mult de trei mari dimensiuni spaţiale, nici un atom nu ar putea rămâne stabil şi nici nu s-ar menţine orbite planetare stabile în jurul Soarelui. Totodată, numai la cele trei dimensiuni pe care le cunoaştem, semnalele de undă se propagă într-un mod precis, nedistorsionat, materia atomică şi implicit viaţa nefiind posibile decât într-un Univers cu trei dimensiuni.
- Examinând măsurătorile satelitului COBE efectuate în 1989 asupra intensităţii radiaţiei de fond (de 3 K, fiind radiaţia remanentă a Marii Explozii), s-a constatat că spaţiul **se dilată uniform** în toate direc-

ţiile. Acest fapt demonstrează izotropia expansiunii şi omogenitatea spaţială a Universului (Barrow, 1994).

- **Caracterul unidimensional al timpului** este o necesitate a existenţei Universului, Dorling (1970, citat de Demaret, Lambert, 1994) demonstrând instabilitatea oricărei particule cu masă diferită de zero într-un timp multidimensional.
- Dacă **constanta cosmologică** (termen introdus de Einstein în ecuaţia relativităţii generale), ca factor repulsiv ce se opune forţei de atracţie gravitaţională dintre mase, ar avea o valoare pozitivă prea mare, ar împiedica formarea structurilor materiale cosmice legate gravitaţional. O constantă cosmologică negativă prea mare ar putea determina, prin efectul de atracţie, o contracţie precoce a Universului. Observaţiile astronomice asupra vitezei de expansiune arată că ea este extrem de mică, apropiată de zero (mai mică de 10^{-120}).

6. Soarele

Vârsta	4,5 miliarde ani
Raza	700 000 km
Masa	$2 \cdot 10^{27}$ t (1,989 cvuadriliarde tone)
Densitatea medie	1,4 g/cm^3
Luminozitatea	$3,9 \cdot 10^{23}$ kW
Temperatura la suprafaţă	5 770 K
Temperatura în centru	10^{15} milioane K
Durata de rotaţie la Ecuator	25,03 zile
Distanţa până la Pământ	215 ori raza solară (149,6 mil. km)

6.1. Caractere generale

Soarele este una dintre cele cca 100 miliarde de stele din galaxia Calea Lactee, situându-se la 8 000 parseci[15] de centrul galactic (sau cca 26 000 a.l.), într-un braţ spiralat, şi la 15 parseci (pc) deasupra planului ecuatorial galactic. El se roteşte în jurul acestui centru, ca întreaga materie galactică, de

[15] Raza Galaxiei este de 15 000 parseci (pc). Un parsec este distanţa de la care axa mare a orbitei terestre se vede sub un unghi de o secundă = $3,08 \cdot 10^{13}$ km = 3,26 ani lumină = 206 265 ua sau de peste 200 mii ori mai mare decât distanţa Soare – Pământ. Un an lumină reprezintă 0,3 pc = 9 460 mld. km = 63 000 ua.

mai bine de 200 milioane de ani, cu o viteză de 200 km/s. Cea mai apropiată stea este *Proxima Centauri*, la 1,3 pc.

Soarele face parte din clasa stelelor mijlocii (pitică galbenă G_2), în raport cu cele gigante, cum ar fi de exemplu *Netelgeuse* sau *Antares*, care au diametrul de cinci sute de ori mai mare decât al său. Este alcătuit din H şi He, având o densitate medie de 1,41 g/cm^3. Mişcarea de rotaţie este lentă, fiind de 25–27 de zile la Ecuator şi de 35–37 de zile în zonele polare. Diferenţa este determinată de structura sa gazoasă şi face ca turtirea la poli să fie aproape neglijabilă.

Soarele este **sursa existenţei tuturor fenomenelor de pe Pământ**, căldura şi lumina solară reprezentând elementele esenţiale ale mediului terestru. Fenomenele de la suprafaţa Terrei, atât la nivel macro- cât şi microscopic, sunt guvernate de marea energie venită de la Soare. De aici dubla importanţă a studiului său: pentru cunoaşterea Universului şi pentru aspectele practice, concrete, privind mediul în care trăim.

Ca orice stea, Soarele **şi-a început evoluţia dintr-un nor de gaz şi praf** situat în spaţiul interstelar. Condensat prin colaps gravitaţional, norul a devenit o **protostea.** Gazul s-a încălzit treptat şi presiunea a crescut în interiorul său. Condensarea gravitaţională a fost rapidă în protostea, durând în jur de 1 000 ani. După ce *nucleul a atins un* **echilibru hidrostatic**, el a devenit dominat de mişcări convective. Reacţiile nucleare nu încep încă, datorită temperaturilor relativ scăzute, iar contracţia gravitaţională devine foarte lentă. Soarele a rămas în această fază câteva milioane de ani.

După aproximativ 100 milioane de ani se atinge aşa-numita *secvenţă principală,* când **se declanşează reacţiile nucleare**, ce conduc la „arderea" hidrogenului. Faza aceasta a început acum cca 4,5 mld. de ani şi va dura încă cca 5 mld. ani.

După aceea, nucleul, care va cuprinde numai heliu, se va contracta, în timp ce partea exterioară a învelişului, cu hidrogen, se va dilata; Soarele va deveni o **gigantică roşie**, raza sa atingând orbita lui Marte. Această fază se estimează la un mld. de ani, când Soarele va pierde cea mai mare parte a materiei sale.

Evoluţia ulterioară este posibilă sub diferite aspecte, până se va atinge faza de **pitică albă**, când Soarele va mai avea doar 1/2 din masa sa actuală, restul pierzându-se ca vânt şi ejecţii solare din straturile superioare ale astrului.

Cu timpul, pitica albă se va răci, mai întâi repede, iar apoi tot mai lent, va înceta să mai lumineze şi va deveni o **pitică neagră**, rece.

Ca **formă**, Soarele este o sferă de gaz incandescent. *Energia* sa enormă provine din reacţiile termonucleare ce au loc în partea centrală, în nucleu.

Prin fuziune (contopirea unor nuclee uşoare, formând nuclee mai grele, energia degajată pe unitate de masă atomică şi la mase egale, fiind mai mare decât în cazul fisiunii), atomii de hidrogen se transformă în atomi de heliu.

Aşadar, în centrul astrului scade continuu proporţia de hidrogen, care creşte spre exterior. Dincolo de cca o pătrime din raza sa, compoziţia devine un amestec de hidrogen şi heliu, cu urme de elemente grele.

În **structura** Soarelui nu există discontinuităţi nete, ca în cazul Terrei de exemplu, tocmai datorită stării sale gazoase. Chiar şi în *nucleu*, unde densitatea este enormă (de 150 000 kg/m^3, presiuni de 100–200 mld. atm. şi temperaturi de 15 mil. K), starea materiei este tot gazoasă. În aceste condiţii, afirmaţia că Soarele ar avea o *atmosferă* pare improprie.

Observaţiile făcute de pe Terra indică *o limită netă* (o discontinuitate) a strălucirii Soarelui, o suprafaţă externă de la care se propagă lumina „albă". Este vorba de un strat subţire, de numai 100–500 km, care a fost numit **fotosferă** (*photos* în greacă însemnând lumină). De aici porneşte spre exterior aproape întreaga lumină emanată de Soare. Unii autori socotesc însă fotosfera ca pe un prim strat al unei atmosfere solare, la care se adaugă stratul exterior al cromosferei şi coroana solară.

Cromosfera (*kroma* – culoare, în gr.) se ridică până la cca 2 000 km peste fotosferă şi este vizibilă numai la eclipsele de Soare, ca formând un inel roşu.

Coroana apare asemenea unui halou alburiu, sesizabil cu ochiul liber la eclipse totale, până la cca 3 milioane de km de Soare. Din coroană se propagă *vântul solar*, peste întregul sistem planetar.

Cele trei straturi exterioare ce compun „atmosfera solară", deşi se întrepătrund, au *proprietăţi particulare*, cauzate de modificările termodinamice ale gazului solar ce au loc la fiecare nivel. Fotosfera, de exemplu, are o densitate apropiată de cea a atmosferei terestre la 50 km altitudine (10^{-6} g/cm^3), cu o temperatură de la 6 000 K, până la 4 300 K la baza cromosferei. Densitatea cromosferei scade brusc, fiind de 10 miliarde de ori mai slabă ca cea a fotosferei. Temperatura, în schimb, creşte la început lent, până la cca 10 000 K şi ajunge apoi rapid la 1 milion K în partea dinspre coroană. În coroană, densitatea scade lent, făcându-se trecerea spre spaţiul interstelar.

Atmosfera solară este foarte **dinamică**. În cadrul său se manifestă constant *unde de energie şi curenţi de particule*, ca şi *mişcări dezordonate*, uneori violente, ce provin din erupţii. Între acestea se remarcă *petele solare*, a căror intensitate are cicluri regulate de 11 ani. Se deosebesc astfel o atmosferă calmă şi una agitată de anomalii locale de scurtă durată.

Pentru Pământ, Soarele se manifestă prin **radiațiile emise** continuu, având intensificări accidentale. Aceste radiații provin de la diferite niveluri ale atmosferei solare, în funcție de lungimea lor de undă. În fapt, Soarele emite pe toată gama de unde electromagnetice, de la razele X la undele radioelectrice, trecând prin ultraviolete, lumina vizibilă și infraroșu. De aceea, dacă facem observații asupra Soarelui pe o lungime de undă pentru care gazul solar este foarte opac, atunci vom vedea straturile sale exterioare. Și invers, pe o lungime de undă pentru care acest gaz este transparent, vom vedea straturi tot mai profunde din atmosferă.

Spectrul radiației electromagnetice emise de Soare se desfășoară procentual în felul următor: 41% este *lumină vizibilă* (având ca sursă fotosfera), 52% este în *infraroșu* (din fotosferă), 7% în *ultraviolete* apropiate (sursa – cromosfera), 0,001% în ultraviolete extreme și *raze X* (sursa – coroana) și 10^{-10} % *unde radio* (sursa – cromosfera și coroana), acestea din urmă fiind total neglijabile.

Soarele emite și **particule materiale** sub formă de electroni, protoni, nuclee de heliu etc. Viteza cu care sunt expediate aceste particule subatomice este de câteva sute de km/s în *vântul solar* și atinge câteva zeci de mii de km/s în razele cosmice solare.

6.1.1. Istoricul cercetărilor

Lumina și radiațiile în general, ca și particulele venite de la Soare sunt mesaje, care, fiind descifrate, pot modela structura și fenomenele de unde au fost emise. Pentru studierea Soarelui, oamenii de știință au putut dispersa spectrul luminii solare, energia luminoasă venită spre noi fiind mai mare, până la o rezoluție care să permită studiul detaliilor. În mod special s-a observat structura atmosferei, adică a acelei părți care nu este opacă și care emite radiații, inclusiv luminoase, către exterior. Aparatura de studiu a fost la început *luneta* și *telescopul* (în sec. al XVII-lea), apoi *tehnica spectrografică* (pentru undele de lungime scurtă și pentru cele radioelectrice numai după al doilea război mondial). De exemplu, razele ultraviolete și cele X emise de Soare, care nu ajung la sol (sunt absorbite în atmosferă), au fost studiate numai începând cu anul 1946 în S.U.A., prin *rachetele* V_2 preluate de la nemți. Radiațiile radioelectrice (emise de cromosferă) au fost descoperite în 1942, prin *radarele* armatei britanice, care erau afectate de paraziți când Soarele trecea prin dreptul lor.

După cel de-al doilea război mondial, Soarele este studiat și observat neîntrerupt, prin undele venite în lumină vizibilă, în ultraviolet, în raze X și radio cu frecvențe apropiate de 200, 500, 3 000, 10 000 megaherți. Se folosesc, de asemenea, *radioheliografe* și *coronografe*.

O dificultate încă mare este obținerea așa-numitei „rezoluții spațiale" de nivel înalt. Este vorba de faptul că multe fenomene fizice solare corespund, ca mărime văzută de pe Terra, unor unghiuri mult inferioare unei secunde. Pentru a le vedea, se impune reducerea la minimum a efectului turbulenței atmosferice asupra calității imaginii. Turbulența provine mai ales din convecția impusă de încălzirea suprafeței solului. De aceea se construiesc turnuri de zeci de metri, în sectoare muntoase înalte, care să capteze razele luminoase ce cad pe aceste creste. Pentru unele perioade din an, observațiile pot da rezultate bune și în câmpie. De asemenea, se impune ca spectrografele să fie foarte mari, pentru a se obține o dispersie cât mai bună a benzilor de radiație. De exemplu, o proporție de 10 cm pe nanometru conduce la o lungime de 15 m a spectrografului.

Observațiile privind coroana solară ridică probleme particulare. Strălucirea sa scade la cca o milionime din cea a fotosferei, cam cât cea a Lunii pline. Totuși ea este greu de observat din cauza aureolei date de lumina fotosferei, care este de zece mii de ori mai puternică și care este difuzată de moleculele și praful din aerul atmosferei terestre. Coroana solară se vede numai la eclipse totale (deoarece discul aparent al Lunii este cât cel al Soarelui), sau prin *coronograf* (realizat în 1930 de francezul Lyot, fiind un telescop în care un disc acoperă Soarele, ca în cazul unei eclipse).

După 1962, o dată cu lansarea primului *observator solar pe orbită* (O.S.O.), a început seria de *observații satelitare* asupra Soarelui. Acestea au caracter complex și permanent (se observă pe toate lungimile de undă, coronograful nu mai este influențat de lumina parazitară a atmosferei). În 1973 a fost lansat observatorul solar *Skylab* cu 8 telescoape și un coronograf și în 1980 S.M.M. (*Solar Maximum Mision*), pentru a observa faza de maxim a unui ciclu de activitate solară. De amintit și sateliții sau *sondele interplanetare* (*Explorer*, *Mariner*, *Pioneer*, *Helios*, sau misiunea *Apollo*), care au avut instrumente pentru studierea vântului solar. În felul acesta, în ultimii 20 de ani s-a putut releva adevărata structură a atmosferei solare, descoperindu-se multe fenomene nebănuite până atunci.

În studiul Soarelui se disting, de obicei, două categorii de proprietăți: cele ale *Soarelui calm*, adică acelea care caracterizează sfera solară în permanență, și cele ale *Soarelui activ*, care sunt legate mai ales de proprietățile sale magnetice.

6.2. Structura internă; cauze şi consecinţe

Proprietăţile interne ale Soarelui nu pot fi deduse decât pe cale teoretică, fondate fiind însă pe unele consecinţe observabile. Obstacolul principal îl constituie opacitatea gazului solar care nu permite radiaţiilor să părăsească astrul. Ceea ce primim ca radiaţie de la Soare provine dintr-o peliculă subţire, atmosfera, mai ales fotosfera, şi pe baza acesteia se fac corelaţii şi deducţii privind structura şi procesele din interiorul astrului. În mod concret, descifrarea structurii interne a fost facilitată de cunoaşterea sigură a *masei* solare ($2 \cdot 10^{27}$t), a *luminozităţii* (1L = $3{,}9 \cdot 10^{23}$kW), a *vârstei* (4,5 mld. ani), a multor *elemente* ce compun materia sa (deuteriu, lithiu, bariliu ş.a.), iar după 1960, a fost descoperit şi fluxul de *neutrini* provenit din interiorul Soarelui şi s-au observat *pulsaţiile* suprafeţei astrului.

Neputându-se executa observaţii directe, sunt necesare însă, pe lângă aceste date, şi o serie de *ipoteze* prealabile asupra structurii Soarelui.

O ipoteză de pornire este cea a **Soarelui staţionar în timp.** Aceasta pleacă de la ideea că Soarele ar fi staţionar în interior (în ceea ce priveşte densitatea, temperatura, presiunea şi compoziţia sa) şi că mişcarea de rotaţie şi câmpul său magnetic nu sunt elemente prea importante pentru determinarea structurii interne. Un suport în acest sens este că viaţa pe Pământ dăinuie de câteva sute de milioane de ani, ceea ce presupune că luminozitatea solară nu a variat prea mult în acest timp. În al doilea rând, forma sferică (cu influenţă asupra structurii) nu este perfectă din cauza rotirii, deşi viteza de rotaţie este mică (25 zile în zona ecuatorială şi aproape de 35 zile spre poli), apărând o turtire a cărei valoare este încă controversată. În fine, cât priveşte raportul dintre energia internă sau termică şi cea magnetică la nivelul fotosferei, cea din urmă este neglijabilă, dominantă fiind energia calorică.

Din această ipoteză rezultă că în interiorul Soarelui s-au stabilit anumite **echilibre de bază**: *cel hidrostatic şi cel termic*. Primul presupune că forţa gravitaţiei a ajuns să fie egalată de cea a presiunii gazelor (care tinde să depărteze elementele materiei de centrul solar). *Echilibrul termic* indică o egalitate în ceea ce priveşte rata energiei câştigate şi a celei pierdute de către fiecare strat solar în parte, ceea ce presupune existenţa unei *surse interne de energie*. Respectiva sursă internă a fost descoperită de Hans Bethe (1938), fiind vorba de o serie de *reacţii nucleare* care transformă hidrogenul în heliu. Valoarea acestor transformări este de 657 milioane de tone de hidrogen convertite în 625 milioane tone de heliu pe secundă şi restul de 5 milioane de tone de materie sunt transformate în energie de tip gamma şi neutrini.

Numai reacţiile termonucleare din nucleu pot explica de ce Soarele a putut radia o aşa de mare energie, un timp atât de îndelungat şi într-un mod relativ constant. Oricare altă sursă de energie ar fi fost insuficientă. Aceste reacţii produc fuziunea a câte patru nuclee de hidrogen ce dau un nucleu de heliu, plus energie radiată sub formă de raze gamma (formate din radiaţii electromagnetice) şi neutrini. O altă reacţie importantă producătoare de energie este reprezentată de lanţul proton – proton (fig. 17). Atomii de H sunt reduşi la nucleu, electronii lor fiind smulşi de pe orbită. Nucleele se ciocnesc, rezultând nuclee de deuteriu. Reacţia cu un alt nucleu de hidrogen generează un nucleu instabil de He (^{3}He). Fuziunea a două astfel de nuclee de heliu produce heliul stabil (^{4}He) şi duce la ejectarea altor două nuclee de hidrogen ce reiau ciclul proton – proton (fig. 17).

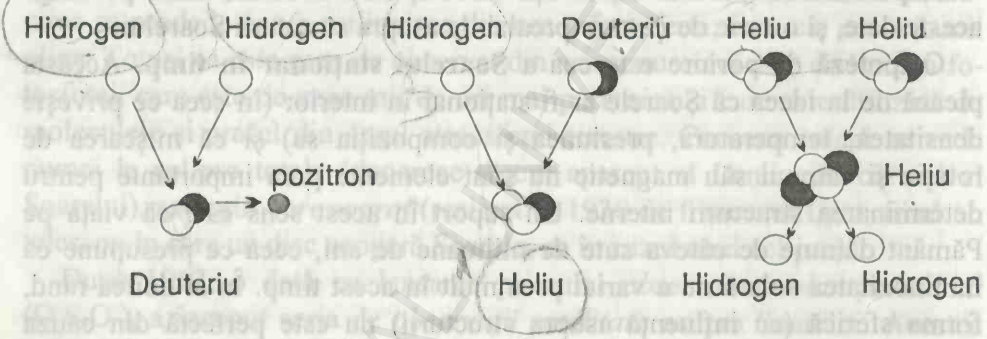


Fig 17. Lanţul proton – proton din interiorul stelelor de tipul Soarelui. Două nuclee de H se combină pentru a forma deuteriu şi un pozitron (electron cu sarcină pozitivă). Reacţia deuteriului cu un alt nucleu de H va produce un nucleu instabil de He. Fuziunea a două astfel de nuclee de He formează un nucleu de He stabil, cu masă atomică 4, respectiv un nucleu cu doi protoni (redaţi cu alb) şi doi neutroni (reprezentaţi cu negru în imagine), eliberând două nuclee de H (după Hamblin, Christiansen, 1990).

O problemă importantă este **modul cum această energie internă este transportată** către suprafaţă. Din termodinamică se ştie că există trei feluri de transport al unui flux caloric: *prin conducţie, prin radiaţie* (emisii de unde electromagnetice) şi *prin convecţie*.

Prima formă e neglijabilă în cazul Soarelui.

A doua formă este destul de greoaie, deoarece radiaţia intră continuu în interreacţii cu materia prin care trece şi este mereu reorientată în mod

întâmplător. Radiațiile gamma sunt absorbite de către electronii și atomii stratului radiativ, care reemit apoi raze X, absorbite și reemise și ele de nenumărate ori, proces în care acestea se degradează (frecvența lor diminuează tot mai mult). S-a calculat, de exemplu, că un foton.ce ar porni din centrul Soarelui poate ajunge la suprafața astrului după aproximativ un milion de ani, deoarece între două reacții el parcurge cam un centimetru distanță. Totuși, datorită diferențierilor mari de temperatură dintre suprafață (6 000 K) și nucleu ($15 \cdot 10^6$ K), radiațiile se dirijează în ultimă instanță către exterior, formând aici fluxul de lumină văzut de pe Pământ. Cât privește neutrinii produși o dată cu radiațiile gamma, aceștia, fiind lipsiți de sarcină electrică, pot scăpa spre exterior fără să fie absorbiți. Teoretic, prin captarea lor pe Pământ am putea „vedea" interiorul Soarelui. Practic însă, ei sunt greu de detectat, din cauza posibilității slabe pe care o au de a interacționa cu materia. Încercări în acest sens sunt însă în curs.

Forma convectivă de transmitere a energiei este determinată de gradientul mare de temperatură realizat între interiorul și exteriorul Soarelui. Este vorba de o anume rată de variație a temperaturii cu raza, care, atingând o anume treaptă a presiunii lui Arhimede, face ca materia să se deplaseze în sus, spre exterior. Această mișcare convectivă apare observatorului sub forma unor granule dispuse pe suprafața Soarelui.

Conform acestor date, s-a realizat un model structural format din *nucleu, învelișul radiativ (zona radiativă), învelișul (zona) convectiv și atmosfera* (fig. 18).

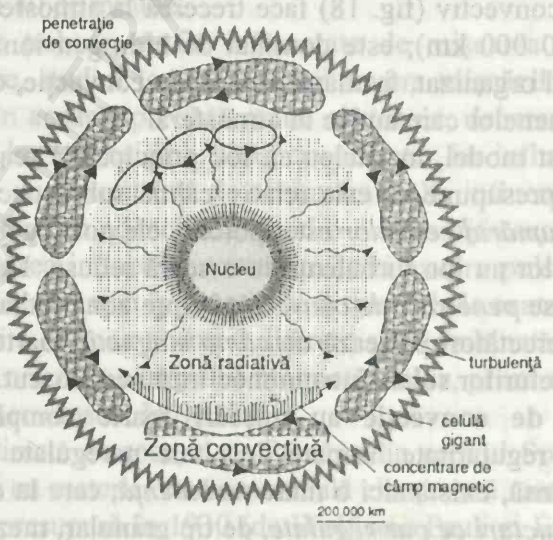


Fig. 18. Structura internă a Soarelui (după Poyet, JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

6.2.1. Nucleul

Nucleul ocupă 0,2–0,3 din rază, produce o mare energie, are o temperatură de 15 milioane de grade, o densitate de 160 g/cm^3 (150 000 kg/m^3) şi presiunea de 200 mld. atmosfere. Aici au loc reacţii termonucleare. În compoziţie domină hidrogenul (50%) şi heliul (40%).

În afara nucleului, atât temperatura cât şi densitatea scad brusc, ajungând la 6 000 K la nivelul fotosferei, cu o densitate de 10^{-6}g/cm^3 (cea a atmosferei terestre la 50 km altitudine). Conform acestor densităţi, 90% din materia solară se află în prima jumătate a razei Soarelui. Temperatura ajunge la baza cromosferei la 4 300 K, dar creşte apoi lent, iar apoi brusc, de la 10 000 la 1 milion K (pe o distanţă de sub 1 000 km) în zona de tranziţie cromosferă – coroană. Şi densitatea are o cădere bruscă, fiind de 10 mld. de ori mai mică decât în fotosferă. În coroană temperatura rămâne constantă, iar densitatea scade foarte lent. Datorită acestor mari diferenţieri de temperatură şi densitate, modelul structural solar se referă în continuare la aspectele dinamice şi energetice care au loc.

6.2.2. Învelişul de transport radiativ

Învelişul de transport radiativ (fig. 18) ocupă 0,7 din raza Soarelui, se compune din 70% hidrogen, iar temperatura se reduce aici la cca 5 milioane K. Energia produsă de nucleu şi transferată aici suferă o reemisie sub formă de radiaţie electromagnetică.

6.2.3. Învelişul convectiv

Învelişul convectiv (fig. 18) face trecerea la atmosferă şi ocupă 2/7 din rază (cca 200 000 km); este dominat de hidrogen ionizat, iar materia se mişcă în mod organizat, formând curenţi de convecţie, cu o mare influenţă asupra fenomenelor care au loc în atmosferă.

După acest model, în nucleu au loc principalele reacţii nucleare. Zona radiativă se presupune că este relativ calmă sub aspect dinamic. În zona convectivă *numărul celulelor* este ipotetic, ele pot fi gigantice sau mici, iar în interiorul lor au loc turbulenţe la o scară redusă. La limita dintre zone sunt presupuse *penetrări de convecţie* înspre zona radiativă. Tot la această limită unii cercetători plasează un *câmp magnetic* foarte intens, care ar sta la originea ciclurilor solare într-un mod încă necunoscut.

Curenţii de convecţie au mişcări foarte complexe, ce presupun perioade de regularitate, urmate de altele neregulate şi de tranziţie. În permanenţă însă, există aici o mare *turbulenţă*, care la exterior se materializează în *structuri ce par regulate*, de tip granular, mezogranular şi supergranular. Curenţii din presupusele celule gigant au o viteză mică; estimativ,

materia ar parcurge drumul de la bază la suprafață cam într-o lună terestră. Ei sunt influențați, ca direcție, de mișcarea de rotație a Soarelui (care are loc tot într-o lună terestră).

Echilibrul relativ de la contactul cu zona convectivă este determinant pentru luminozitatea solară care, în ultimă instanță, nu este dată de reacțiile termonucleare, ci este în funcție de diferența de temperatură și opacitate. Când pierderile radiative sunt mai mari decât energia nucleară furnizată din interior intră în joc gravitația care contractă puțin Soarele, iar temperatura din centru crește.

În 1960 au fost descoperite primele **tipuri de pulsații** cu o perioadă de cca 5 minute, de natură *acustică*, localizate într-o zonă la 10 000 km sub fotosferă. Este vorba de vibrații ale sferei gazoase solare, ca la un instrument muzical. Cauza ce exercită aceste vibrații este necunoscută; se presupune o variație a razei solare, cu compresiuni (care dau o anume opacitate) și expansiuni. Când au loc compresiuni, fluxul radiativ este absorbit (crește opacitatea), centrul se încălzește mai tare și provoacă apoi o expansiune ș.a.m.d. Există și cercetători care admit că excitarea pulsației este cauzată de zona convectivă.

Alte tipuri de pulsații sunt cele zise *de gravitație*, deoarece stau sub controlul acestei forțe. Ele par a fi produse în centrul Soarelui, indicând în mod indirect ceea ce se petrece acolo. Din această categorie a fost descoperită, în Crimeea (1974), o oscilație de slabă amplitudine, cam de 1 m/s și cu o perioadă de 2 ore și 40 de minute.

Pulsațiile solare trebuie să fie influențate de mișcarea de rotație a Soarelui. Ca urmare, studiul lor dă indicații asupra **mișcării de rotație** a astrului. Există și în această privință multe obstacole, deoarece fiecare tip de pulsație are alt „loc" de origine, altă perioadă etc., iar influența mișcării de rotație este greu de separat față de nenumărate alte influențe. Se știe că viteza de rotație diferă cu adâncimea, fiind o *rotație diferențială*. Dacă se va ajunge la depistarea influenței acestei mișcări asupra pulsațiilor, se va putea determina viteza rotației în funcție de distanța de la centrul Soarelui.

Oricum, se admite că această rotire diferențială, combinată cu mișcările de convecție, stă la originea **câmpului magnetic solar**, printr-un mecanism de tip dinam, încă necunoscut în detaliu.

Sursa cea mai directă ce sosește pe Pământ din centrul Soarelui, fără a intra în interacțiune cu materia, este o particulă elementară numită *neutrino*. Existența sa a fost presupusă în 1930 (de Wolfgang Pauli și Enrico Fermi), fiind pusă în evidență experimental în 1958. Se pare că 3% din energia emisă

de Soare este sub formă de neutrini. Cu toate acestea, experimental, ei nu pot fi captați decât foarte greu (cu o medie de unu pe săptămână), mai ales că și radioactivitatea terestră produce neutrini. Deficitul de neutrini este explicat prin rotirea mai rapidă a nucleului solar sau prin instabilități datorate reacțiilor nucleare care ar amesteca periodic materia din nucleu. Scăderea temperaturilor determină o reducere a neutrinilor produși. Totuși, pornind de la neutrini s-a realizat un fel de fotografie a nucleului solar.

O altă problemă legată de structură este **evoluția luminozității solare** în faza „principală" în care se află acum astrul. În această fază, luminozitatea a crescut de la 0,7 la 1,0 în prezent. Este posibil însă ca evoluția acestei luminozități să nu fi fost constantă, ci să fi traversat o succesiune de oscilații, deoarece pentru instalarea unei glaciațiuni pe Pământ (dacă se elimină toate celelalte cauze), luminozitatea trebuie să scadă sub 0,9, iar pentru ca gheața să se topească, să crească la 1,8.

6.2.4. Atmosfera solară

Atmosfera Soarelui se compune dintr-un ansamblu de trei straturi externe, direct observabile de pe Pământ prin intermediul radiației electromagnetice pe care o emit. Analiza atmosferei se face prin studiul spectrului radiației solare, respectiv al intensității luminoase în funcție de lungimea de undă. Este vorba despre un spectru continuu de emisii ce variază lent în funcție de lungimea de undă și peste care se suprapun un mare număr de benzi fine de absorbție (au fost numărate până în prezent cca 20 000 în lungimile de undă vizibile). Acestea constituie spectrul de benzi sau *spectrul Fraunhofer*, după cel care le-a descoperit la începutul sec. al XIX-lea. Fiecare element chimic este caracterizat printr-un anume spectru de emisie și absorbție, constituit din benzi care au întotdeauna aceeași lungime de undă. În felul acesta, s-au putut detecta în atmosfera solară hidrogenul, calciul, sodiul, magneziul, fierul etc.

6.2.4.1. Fotosfera

Fotosfera (sferă de lumină – gr.) are o *grosime* de peste 100 km, o *temperatură* medie de 5 780 K și o *accelerație gravitațională la Ecuator* de 27 400 cm/s^2 (Terra are 981 cm/s^2). *Structura* sa pe o fotografie este de tip granular (asemănătoare boabelor de orez). Granulele au cca 650 km în diametru și reprezintă rezultatul mișcărilor convective de dedesubt (coloane de gaz cu mișcări verticale, având viteze de 0,4–1,6 km/s și o durată de până la 5 minute. Se pot observa și supergranule, de 20 de ori mai mari și cu mișcări pe orizontală.

De la fotosferă ne vine întreaga *lumină* şi *energie*. Energia provine din reacţiile nucleare ce au loc în nucleu. Radiaţiile emise de aici traversează, în mersul lor spre exterior, diferitele straturi, fiind continuu absorbite şi reemise. Datorită căldurii şi presiunilor ridicate (densitatea creşte), majoritatea straturilor ce compun Soarele sunt opace. La exterior se atinge însă un nivel unde opacitatea devine atât de scăzută încât radiaţiile pot părăsi Soarele, spre spaţiul interstelar, fără a mai fi reabsorbite. Este vorba despre fotosferă. Acesta este motivul pentru care ea ne apare ca o *suprafaţă bine delimitată*, deşi este formată tot din gaz. Fotosfera este în fapt imaginea conservată în lumină a ultimului strat solar care a emis-o. Denumirea de sferă de lumină vine de la strălucirea sub care ne apare acest strat şi de la forma sa, în mare, sferică. Grosimea fotosferei (deci a stratului care lasă să treacă razele vizibile), ar trebui să se poată vedea mărginind Soarele. Grosimea ei (100 km) apare însă de pe Pământ sub un unghi mai mic de 0,2 secunde, nefiind, deci, vizibilă.

Analizele spectrale asupra radiaţiilor au permis cunoaşterea *compoziţiei chimice*: cca 92% hidrogen, 7,8% heliu, 0,2% elemente grele. Acestea din urmă sunt într-un raport relativ identic între ele şi asemănător celui din scoarţa terestră.

Spectrul continuu de lumină se formează în fotosferă şi se extinde între cca 200 nm (ultraviolet) şi aproximativ 100 μ (infraroşu). El apare ca un fond continuu, variind progresiv în funcţie de lungimea de undă. Pe acest fond se suprapun şi benzile Fraunhofer. Opacitatea acestor dungi indică procesul de absorbţie, care provine din lungimile de undă specifice ale fotonilor schimbaţi între radiaţie şi materie pe baza excitaţiilor şi a dezexcitaţiilor electronilor diverşilor atomi. Absorbantul principal – şi cel care impune fondul continuu al fotosferei – este ionul de H^-, respectiv un atom de hidrogen care a captat un electron în plus. Eficacitatea lui minimă ca absorbant este către lungimea de undă de 1,6 μ (infraroşu). Pe această lungime de undă, observaţiile spectrelor pot ajunge şi decodifica mai ales în adâncul fotosferei.

Analiza benzilor spectrale ne dă informaţii asupra elementelor componente ale fotosferei, iar analiza fluctuaţiilor cantitative ale diverselor lungimi de undă din spectrul suprafeţei solare evidenţiază multitudinea fenomenelor ce au loc aici, mărimea şi durata lor de manifestare. În principal este vorba despre *granule strălucitoare*, unde jerbe de gaz urcă şi coboară cu viteze de cca 1 km/s (în partea lor centrală). Granulele sunt rezultatul aflorării în fotosferă a mişcărilor convective subiacente.

Peste structura granulară se suprapun unele mişcări oscilatorii cu o perioadă de cca 5 minute, ce afectează regiuni mai extinse, de la 5 000 la 10 000 km. Ele par a fi cauzate de trecerea unor unde sonore de foarte joasă frecvenţă (300 m/s). Aceste unde se pare că transportă energia mecanică în straturile exterioare ale fotosferei şi indică, totodată, aspecte ale structurii interioare a Soarelui, în special privind stratul convectiv.

Modul şi viteza de deplasare a benzilor spectrale sunt în legătură şi cu viteza de rotire a materiei solare în jurul axului central, aceasta dovedindu-se a nu fi constantă nici în latitudine şi nici în profunzime. Stadiul permanent al variaţiei devine deci de mare importanţă pentru *prevederea activităţii solare.*

6.2.4.2. Cromosfera

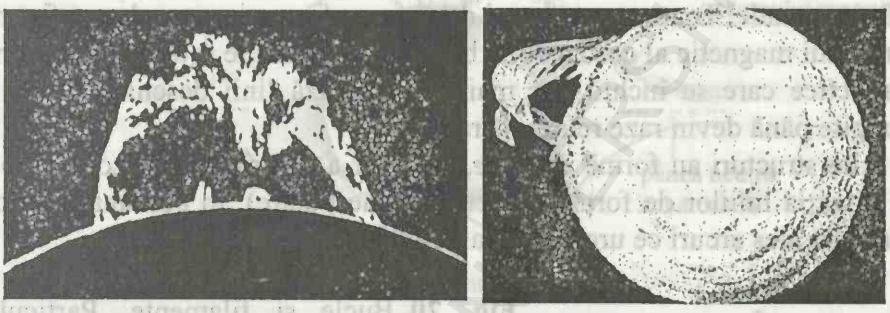
Cromosfera (sferă de culoare – gr.) este un înveliş gazos mult mai cald comparativ cu fotosfera şi cu grosimi variabile, de 10 000–15 000 km. În partea sa inferioară, hidrogenul este în stare neutră, devenind apoi tot mai ionizat, pe măsură ce temperatura creşte. Cromosfera este transparentă la spectrul continuu vizibil şi la infraroşu, dar devine opacă în ultraviolet şi în unde radio. Ca urmare, spectrul continuu ultraviolet se formează în partea sa inferioară şi cel continuu radio în partea superioară. Tot în cromosferă se formează cele mai intense benzi ale spectrului Fraunhofer. Fiind foarte caldă, radiaţiile cromosferei apar numai în emisie şi nu şi în absorbţie.

Sub aspectul structurii, spre deosebire de fotosferă, unde apar granulaţii, relativ circulare ca efect al mişcărilor convective subiacente, în cromosferă structurile sunt alungite şi mult mai fine. Organizarea acestora este impusă de către câmpul magnetic solar. Structurile cromosferice au putut fi fotografiate în banda roşie a hidrogenului alfa, apărând dirijate ca liniile unei pilituri de fier între doi poli magnetici. Elementele acestei structuri fine sunt numite *fibrile*. Dominarea liniilor magnetice în organizarea structurală a cromosferei rezultă din densitatea mică a materiei. În timp ce în fotosferă materia este mult mai densă şi energia mecanică o domină pe cea magnetică, structurând materia convectiv, în cromosferă situaţia este inversă, forţa magnetică impunându-se.

Structura magnetică este variabilă în funcţie de densitate şi temperatură, dar în general se realizează, la scară mare, o reţea celulară numită *reţea cromosferică*. Ochiurile acestei reţele sunt legate de celulele din zona convectivă, având o mărime care o depăşeşte pe cea a granulelor din fotosferă (diametre de cca 30 000 km). Pe marginea acestor ochiuri de plasă apar jeturi de gaze ascendente, numite *spicule*, având viteze de 20–25 km/s. Ele durează

5–10 minute, după care recad, dispersându-se. Spiculele sunt dirijate de concentrarea mai puternică a câmpului magnetic pe liniile rețelei de celule amintite mai sus. Pentru o singură celulă, au fost numărate aproximativ 30 de spicule ce urcă la cca 3 000 km, una singură atingând 10 000 km.

La altitudini şi mai mari apar *protuberanțele*, care sunt vizibile pe marginea discului solar, având o înclinare pe meridian (de obicei spre Ecuator şi spre vest). Acestea au formă de filamente întunecate (fig. 19.1 şi 2) şi urmează liniile de schimbare a polarității magnetice de pe suprafața discului.



1 2

Fig. 19. 1 şi 2. (1) Protuberanță în fază de dispariție (după Institute of Astronomy, University of Hawaii); (2) protuberanță gigant, fotografiată de pe Skylab (1973) în ultraviolet (după Naval Research Laboratory).

Temperaturile din cromosferă înregistrează valori de 4 000 K la contactul cu fotosfera şi urcă treptat la 10 000 K, atingând 1 mil. K la trecerea în coroana solară. Explicația este până în prezent nesigură şi se referă la transportul de energie mecanică prin unde de presiune. Amplitudinea acestor unde, întâlnind straturi tot mai dense, creşte cu altitudinea. Când amplitudinea atinge viteza sunetului se formează unde de şoc ce îşi dispersează energia în căldură. Acest mecanism explică şi temperatura ridicată din coroana solară.

6.2.4.3. Coroana solară

Coroana se vede ca un halou alburiu în timpul eclipselor. Uneori se disting o *coroană internă* (până la două raze solare începând de la fotosferă) şi o *coroană externă*. Coroana este compusă din gaz foarte rarefiat, extrem de cald şi ionizat. Ea poate fi surprinsă pe toate lungimile spectrului

electromagnetic, inclusiv în domeniul vizibil (în timpul eclipselor totale sau prin intermediul coronografelor plasate pe sateliți).

Fotografiile realizate în alb au arătat și aici diferite *structuri caracteristice*, datorate tot configurației câmpului magnetic. Pentru coroana externă, cele mai spectaculoase forme sunt *jeturile*, cu forme și mărimi diferite: jeturi în bulb, jeturi lame, jeturi fine. Cele mai mari se îngustează spre exterior, ajungând la 3–4 raze solare, după care se prelungesc printr-o coadă radială până la 10 raze solare. Din coadă materia se depărtează expansiv cu viteze supersonice. Jeturile mai mici posedă numai bulbul bazal, format din diferite arcade. Toate aceste jeturi de gaze au forme impuse de configurația câmpului magnetic al coroanei: la bază au aliniamente rotunjite după liniile magnetice care se închid, iar mai sus urmează linii deschise și tot mai alungite până devin raze relativ paralele.

Alte structuri au formă de *pene*, care par a ieși radial din zonele polare pe direcția liniilor de forță magnetică (pene polare). În coroana inferioară apar mai ales arcuri ce urcă până la 100 000 km (fig. 20 și 21).

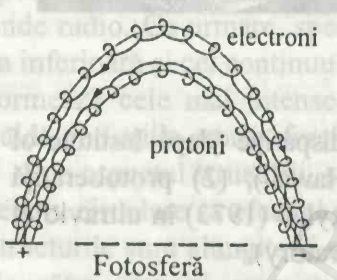


Fig. 20. Bucle și filamente. Particulele electrizate se învârt elicoidal în jurul liniilor de forță magnetică; cele pozitive (protonii) se învârt în direcția acelor de ceas, cele negative (electronii), în sens invers (după Vial, JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Cele mai reale observații asupra coroanei se fac în ultraviolet extrem, raze X și radio. Aceste radiații își au originea în coroana extrem de caldă și nu în fotosferă, care apare pe acest fond ca un disc rece, neradiant. În banda ultraviolet extrem se delimitează bine zona de tranziție cromosferă – coroană și se remarcă cum rețeaua cromosferică se dispersează treptat până ce, în coroană, dispare. De aici se deduce că și câmpul magnetic, care în cromosferă apare concentrat în ochiurile plasei, se dispersează lent și devine aproape uniform în coroană. În privința diferențelor de culoare și strălucire de pe o astfel de fotografie, ele reflectă densitatea numărului de atomi sau electroni emițători, fiind un efect geometric.

Fotografiile făcute în raze X dezvăluie, ca și cele în alb, structurile în bucle sau arcuri, a căror mărime este în funcție de faptul dacă reunesc zone

mai mult sau mai puțin active. Transpuse magnetic, ele indică linii închise. Tot în raze X apar și structuri complet noi, și anume, unele cavități obscure ce nu emit nici un fel de lumină, numite *găuri coronale* (fig. 21). De asemenea se evidențiază și o serie de *puncte strălucitoare izolate;* care apar și dispar pe durata de câteva ore. Ele sunt situate în special pe găurile coronale, având raze de sub 1 000 km.

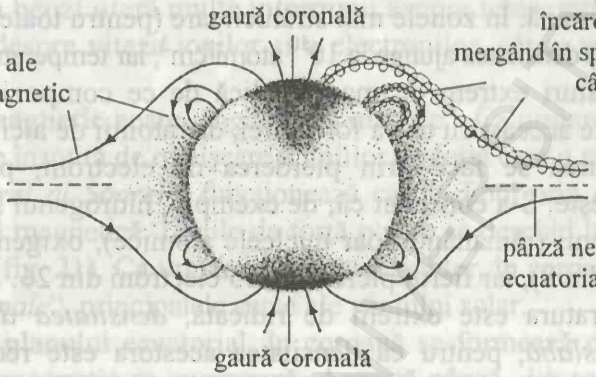


Fig. 21. Structura câmpului magnetic al coroanei în plan meridian (după Arduini-Malinovski, JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Observațiile prin unde radio prezintă avantajul că fotosfera nu emite astfel de unde. În plus, opacitatea gazului din coroană variază cu lungimea de undă radio și cu densitatea. Cu cât lungimea de undă este mai mare, cu atât straturile din care provine radiația sunt situate mai în exterior. Ca urmare, variind lungimea de undă, putem sonda coroana solară în adâncime. S-a observat cum radiațiile radioelectrice emise sunt extrem de variabile și cum fiecare centru de activitate este o sursă puternică de unde radio. Fluxul radioelectric total al Soarelui urmează evoluția centrilor activi și rotația lor. Așa de exemplu, jeturile de gaze sunt surse de bază ale fluxului variabil radio solar în lungimi de undă matrice. Ca urmare, supravegherea activității solare se face și prin unde radio.

Forma coroanei este continuu schimbătoare, conform modificărilor câmpului magnetic solar, care urmează îndeaproape evoluția ciclurilor astrului. Acest fapt se referă atât la forma generală, cât și la structurile componente ale coroanei. De exemplu, jeturile „în bulb" durează câteva luni, cele foarte mari evoluează în câteva săptămâni, iar „penele" în zeci de ore.

Temperaturile în coroană ajung la peste 1 mil. K, iar în coroana internă chiar la 1,5 mil. K. La trecerea în spațiul interstelar, temperatura scade la cca 100 K. Temperaturile extrem de ridicate au făcut gazul coronarian să se extindă până la 10 raze solare.

Densitatea materiei scade lent, cu o medie de 10^8 atomi/cm^3 în partea internă și de 10^5 atomi/cm^3 la o distanță de 4 raze solare.

Temperatura și densitatea prezintă, totodată, *variații mari* în diferitele structuri din coroană. În zonele mai strălucitoare (pentru toate domeniile de lungimi de undă) densitatea ajunge la 10^{10} atomi/cm^3, iar temperatura la 3 mil. K. Aceste temperaturi extrem de mari explică de ce compoziția chimică a coroanei rămâne aceeași cu cea a fotosferei, dar atomii de aici sunt *puternic ionizați*. Ionizarea se face prin pierderea de electroni, pe măsură ce temperatura crește. S-a constatat că, de exemplu, hidrogenul și heliul pierd complet electronii (rămânând doar nucleele atomice), oxigenul rămâne cu 1–2 electroni (din 8), iar fierul pierde 10–15 electroni din 26.

Deși temperatura este extrem de ridicată, *densitatea de energie pe particule este slabă*, pentru că densitatea acestora este redusă. Energia emisă de coroană, dominant în raze X, este de aproape o mie de ori mai mică decât cea emisă de cromosferă. Din această perspectivă, energia radiației radio este absolut neglijabilă.

Spectrul radiațiilor din coroană se referă la două componente: o radiație difuză (lumina venită din fotosferă și difuzată de electronii liberi din coroană) și o alta intrinsecă (radiații emise chiar în coroană).

- Prima domină până la 2,3 raze solare de la fotosferă și formează coroana albă (numită *coroana difuză sau K* – de la Kontinum, în germană). Ea apare ca o aureolă albă, vizibilă în timpul eclipselor.

Dincolo de 2,3 raze solare densitatea gazului scade și difuzia se face de către firele de praf interplanetar (nu de către electronii liberi), dând un fond foarte slab de lumină. Partea aceasta externă a difuziei se numește *coroana F* (sau coroana lui Fraunhofer). Ea se extinde până la Pământ, difuzia respectivă putând fi văzută ca lumină zodiacală. Aceeași difuzie produsă de praful interplanetar impune și o radiație infraroșie de 2,2 microni, ce se observă între 3,5–10 raze solare, fiind concentrată îndeosebi în planul ecuatorial.

- *Coroana intrinsecă* reprezintă componenta radiativă emisă chiar de coroană. Este formată dintr-un spectru de benzi, în special în X și ultraviolet extrem și un spectru continuu care este intens în domeniul radio decimetric și metric. Spectrul de benzi este emis de atomi ionizați, abundenți la temperaturi de 1–2 mil. K. În general, cu cât

lungimea de undă este mai scurtă, cu atât radiația este dată de atomi mai puternic ionizați, iar locul de proveniență este mai cald (până la 10 mil. K).

Plasma din coroană emite în tot spectrul vizibil și în ultraviolet extrem. În acest cadru, mai intense sunt radiațiile verzi, roșii și galbene, iar coroana văzută prin aceste lungimi de undă, în special cea internă, se numește coroană monocromatică verde, roșie sau galbenă.

Spectrul în benzi oferă multe informații asupra temperaturii, a densității electronilor, despre viteza ionilor și a electronilor, cât și asupra câmpului magnetic.

Câmpul magnetic apare „înghețat în materie". Ca urmare, orice mișcare a materiei este însoțită de o mișcare a liniilor de forță care o suportă și invers. *Câmpul general al Soarelui* funcționează ca un dipol prin care intră și ies liniile de forță magnetică. Liniile de forță polare se deschid larg către spațiul interplanetar (fig. 21). Ca urmare, în dreptul polilor, în coroană, se formează *„găurile coronale"*, principalele surse ale vântului solar.

În dreptul planului ecuatorial, în coroană se formează o *pânză neutră*, unde câmpul magnetic se inversează. Această pânză, din cauza rotirii Soarelui, capătă forma unor pliuri spiralate (fig. 22).

În afara zonelor polare, liniile de forță se închid sub formă de bucle sprijinite de Soare (fig. 21). Materia din coroană urmează aceste linii de forță, particulele sale deplasându-se în spirală în jurul lor. Electronii sau ionii negativi se învârt în sensul contrar acelor de ceas, iar particulele pozitive (protonii) în sensul acelor de ceas (fig. 20).

Deasupra găurilor coronale, vântul solar, respectiv plasma în expansiune antrenează și liniile de forță magnetică spre exterior (fig. 21). De aceea găurile devin sursa de bază a vântului solar. În restul coroanei, structura în bucle închise a câmpului magnetic prinde ca într-o capcană plasma coroanei, reținând-o.

Zona neutră ecuatorială a fost asemuită după formă cu o „rochie de balerină", cu pliuri foarte largi (fig. 22). Cauza acestui aspect se regăsește în evoluția găurilor polare sub impulsul rotirii, care se deformează, impunând aceste ondulări largi la nivelul pânzei neutre ecuatoriale. Mărimea unei astfel de ondulări este de $\pm 15^0$ pe latitudine, în momentele de activitate solară minimă. Ca urmare pliurile vor trece de o parte și de cealaltă a planului ecuatorial, făcând ca în această zonă să alterneze sectoare de polarități diferite.

Tot în acest plan ecuatorial se găsesc şi orbitele planetelor, care vor trece şi ele, în mod succesiv, prin câmpuri magnetice cu polaritate diferită.

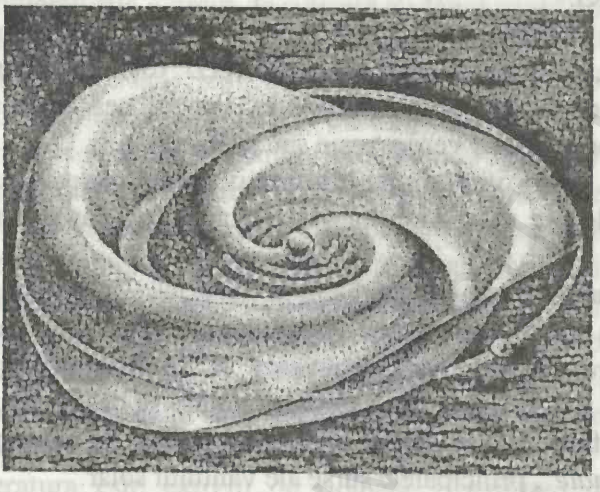


Fig. 22. „Rochia de balerină" (concepută de Wilcox, citat de Arduini-Malinovski, 1990). Găurile coronale evoluează şi se deformează. Acest fapt determină o unduire a zonei neutre, ce capătă asemănare cu faldurile formate în rochia unei balerine. Imaginea sugerează deplasarea planetelor printre faldurile acestei „rochii".

În planul eclipticii, structura câmpului magnetic coronal este, totodată, în spirală (fig. 23). Liniile de forţă, purtate de particulele materiale în expansiune radială permanentă, vor fi deviate de rotirea Soarelui (de la punctul lor de pornire spre exterior), arcuindu-se în spirale. La distanţa la care se află Terra, unghiul de înclinare al acestor linii de forţă faţă de direcţia Soarelui ajunge la 45^0.

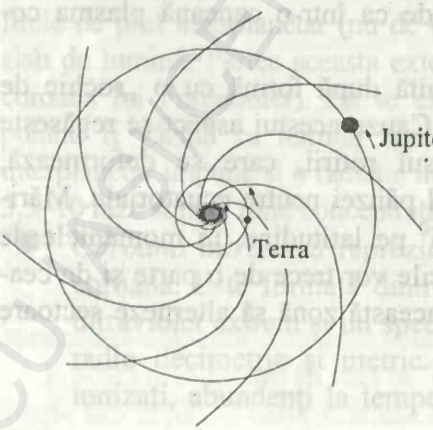


Fig. 23. Structura sub formă de spirală a câmpului magnetic interplanetar în planul eclipticii (după Arduini-Malinovski, 1990).

Aceste elemente sunt încă presupuse. Aproape sigur însă este faptul că originea acestui câmp se găseşte sub atmosfera solară, în masa gazoasă ce se roteşte în timp diferit în jurul propriei axe (fig. 18). Electronii şi protonii generează în deplasarea lor un curent electric, care induce un câmp magnetic, precum într-un dinam imens. Rotirea fiind însă diferenţiată, atât pe verticală, cât şi pe orizontală, câmpul magnetic va suferi modificări. O rotire completă sinodică (măsurată după timpul în care Pământul ajunge în dreptul meridianului solar de plecare) se face, în medie, în 27 de zile, cu diferenţe de câteva zile, între Ecuator (25 de zile) şi poli (31 de zile la 60^0 lat.). Această diferenţă transformă *câmpul magnetic poloidal*, când undele au o desfăşurare directă de la un pol la altul, într-unul *toroidal*, unde liniile au un mers aproape paralel cu Ecuatorul (fig. 24.1 şi 2).

Viteza de rotaţie mai mare în zona ecuatorială antrenează şi liniile magnetice, deformându-le şi generând în acest sector acea pânză neutră. Liniile de forţă astfel deformate înfăşoară globul solar (fig. 24.2 şi 3).

În profunzime, intervine şi mişcarea de convecţie, care impune o răsucire a liniilor magnetice, unele în jurul altora, realizând un fel de *corzi magnetice*. În lungul acestora câmpul şi presiunea magnetică sunt mult mai intense, dar densitatea materiei scade (pentru a se realiza echilibrul cu mediul vecin). Aceste „corzi" au o mare importanţă în generarea petelor solare.

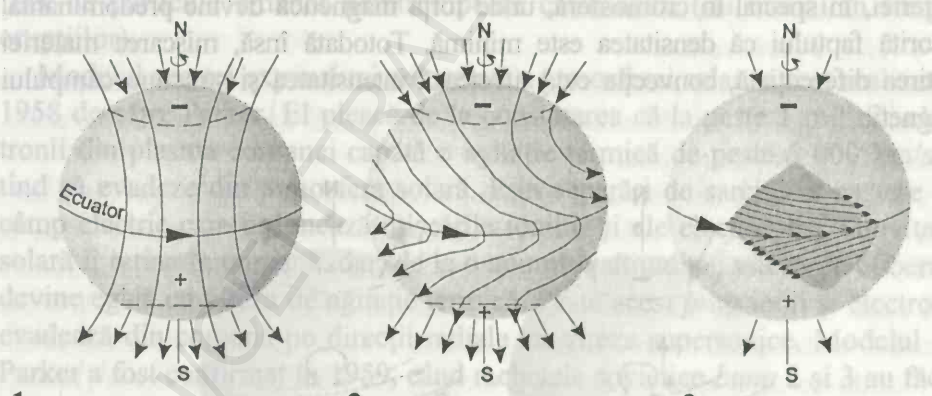


Fig. 24. 1, 2, 3. Transformarea câmpului magnetic poloidal într-unul toroidal (după Vial, JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Modificarea periodică de polaritate a liniilor magnetice (fig. 25) are loc într-un ciclu mediu de 11 ani (cuprins de fapt între 9 şi 12,5 ani). Un ciclu com-

plet, cu revenirea la polaritatea inițială, este de 22 de ani. În urma unor cercetări prin metode indirecte s-au dedus însă și cicluri de 90, 140 și 290 de ani. De exemplu, un profil prin unele sedimente glaciare din Australia, vechi de cca 700 mil. ani, indică o stratificare cu două tipuri de depozite: unele închise la culoare și cu grosimi reduse (argile bogate în oxizi de fier depuse în apa de sub gheață) și altele deschise la culoare, dispuse în bancuri groase (argile îmbogățite în cuarț, depuse în timpul dezghețului de vară). La cca 11 depozite de câte un ciclu (un strat subțire și unul gros și mai deschis la culoare), se intercalează un depozit cu grosimi mult mai mari, închis la culoare. Williams (1981) interpretează succesiunea acestor depozite ca fiind rezultatul ciclurilor solare de 11 ani, iar stratul mai gros și închis la culoare, efectul unor perioade mai ploioase.

În ultimul timp, paleoactivitatea solară este studiată și prin inelele ce compun trunchiurile arborilor, prin datări de vârste absolute cu carbon 14, prin interpretarea depozitelor glaciare etc. Intensitatea și sensul liniilor de forță se înregistrează în prezent prin *magnetograme*, în special de pe stațiile orbitale.

Schimbările de polaritate, dovedite prin intermediul acestor magnetograme, par a se face prin deplasarea pe direcție meridian (spre poli) a unui magnetism invers, creat în unele părți ale petelor solare. Acesta va anula treptat vechea polaritate, după care se va inversa și câmpul toroidal.

Ca o concluzie, mersul liniilor magnetice afectează organizarea și deplasarea materiei, în special în cromosferă, unde forța magnetică devine predominantă, datorită faptului că densitatea este minimă. Totodată însă, mișcarea materiei (rotirea diferențiată, convecția etc.) afectează intensitatea și structura câmpului magnetic.

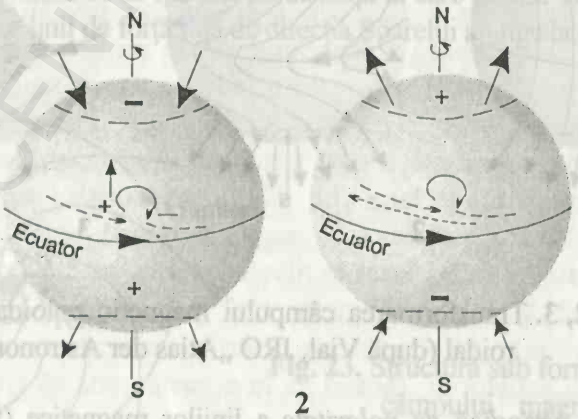


Fig. 25. 1 și 2. Formarea zonelor bipolare (după Vial, JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

6.3. Vântul solar

Vântul solar reprezintă un flux corpuscular permanent eliberat din coroană în spațiul interplanetar, având viteze supersonice, de cca 400 km/s, în funcție de intensitatea activității solare.

Norvegianul Birkeland l-a sesizat pentru prima dată în 1896, definindu-l ca fiind o radiație corpusculară încărcată electric și care este aspirată spre poli de câmpul magnetic terestru, generând aurorele. O altă explicație a fost dată în 1930, după observarea furtunilor magnetice care întrerupeau comunicațiile radioelectrice și telefonice. Aceste furtuni au fost corelate cu erupțiile solare. Chapman și Ferraro au arătat că aceste furtuni reprezintă un fel de nori de ioni ejectați de Soare, care se deplasează cu viteze de aproximativ 1 000–2 000 km/s și ating Pământul în cca două zile, provocând perturbații magnetice. În 1940, Forbush a observat că radiațiile cosmice galactice diminuează brusc în timpul acestor furtuni magnetice. El a explicat acest fenomen prin bararea mersului radiației galactice de către un jet de particule solare. Ca urmare, s-a făcut o corelație între perioadele de intensă activitate solară, când apar jeturi de materie ionizată, și fluctuațiile câmpului magnetic terestru. În 1950, Bierman a arătat, în urma studierii cozilor de cometă, că nu presiunea radiațiilor electromagnetice (care este foarte slabă) cauzează orientarea acestora în direcția opusă Soarelui, ci un flux de particule emanat neîntrerupt de către astru (nu numai în timpul erupțiilor).

Modelul acestei expansiuni neîncetate a atmosferei solare a fost realizat în 1958 de către Parker. El pleacă de la constatarea că la peste 1 mil. K, electronii din plasma coroanei capătă o agitație termică de peste 5 000 km/s și tind să evadeze din atmosfera solară. Prin separări de sarcini ia naștere un câmp electric care ordonează mișcările ionilor și ale electronilor. Gravitația solară îi reține în coroană, dar, de la o anumită altitudine, viteza de eliberare devine egală cu viteza de agitație termică. Peste acest *prag* ionii și electronii evadează din coroană pe direcții radiale cu viteze supersonice. Modelul lui Parker a fost confirmat în 1959, când rachetele sovietice *Luna* 2 și 3 au făcut măsurători asupra vântului solar (asupra vitezei, densității etc.).

Observațiile recente au dovedit că vântul solar este o **emanație a coroanei**, compusă dintr-un *amestec de ioni* (dominant din hidrogen și heliu) și *electroni*, cu o densitate de până la 10 particule pe cm^3 (în dreptul orbitei terestre), având o *viteză medie de 400 km/s*. Energia purtată de vânt este de numai o milionime din totalul emis de Soare, iar materia pierdută astfel de astru atinge un milion de tone de hidrogen pe secundă, o pierdere

puţin importantă comparativ cu cea datorată radiaţiei de energie luminoasă. Acestea sunt valori medii, în realitate viteza variind între 300 şi 1 000 km/s, iar densitatea între 0,1–30 de particule pe cm^3.

În toate mediile există o anume stare de presiune, inclusiv în spaţiul interstelar. Când presiunea vântului solar atinge aceeaşi valoare cu cea a presiunii din spaţiul interstelar, vântul nu se mai poate deplasa şi dispare ca atare. Aici se opreşte în fapt **heliosfera**. Nu se ştie însă unde şi cum are loc acest fenomen (brusc, lent). Pentru a înţelege pe deplin vântul solar, trebuie însă lămurite şi alte aspecte: mecanismul de încălzire a coroanei care conduce în fapt la naşterea acestei emanaţii, mecanismul de accelerare a vântului etc.

6.4. Dinamica solară

Dinamica solară se referă la regiunile active şi la ciclurile solare.

6.4.1. Regiunile active

Acestea sunt reprezentate prin structuri variabile, care apar şi dispar la nivelul celor trei părţi ale atmosferei solare. Aceste structuri variabile se referă la petele solare, granulele şi faculele din fotosferă, la spiculele şi floculii din cromosferă şi la protuberanţele din coroana solară. Cele mai intens studiate sunt petele solare, observate încă din Antichitate de chinezi, care le-au numit „păsări în zbor".

6.4.1.1. Petele solare

Legat de evoluţia petelor, se manifestă însă şi celelalte fenomene din atmosferă: porii, punctele luminoase, toată gama de filamente, faculele, granulele şi protuberanţele.

Petele sunt aparent zonele cele mai puţin active, deoarece reprezintă cele mai reci perimetre ale fotosferei (în cadrul lor temperatura scade până la 4 000 K). La nivelul lor granulaţia fotosferei dispare, indicând o reducere sau chiar o încetare a mişcării convective, cel puţin la suprafaţă. Cu toate acestea, materia din cadrul petelor prezintă o agitaţie mare, formând structuri calde ce urcă spre suprafaţă. Petele şi formele ce le însoţesc (facule, filamente) pot să se menţină pe o perioadă de mai multe rotaţii ale Soarelui, fără a suferi modificări esenţiale. Ele par a fi efectul creşterii intensităţii câmpului magnetic, care poate atinge până la 3 000 gauss la suprafaţă (fiind de 6 000 de ori mai mare decât cel terestru), suficient pentru a opri sau a deregla convecţia de dedesubt. Urcând deasupra petelor, câmpul magnetic devine dominant în modelarea mediului gazos, fiind, preponderent în raport cu presiunea gazelor, tot mai rare. Forţele sale modelează,

de exemplu, *filamentele* (având forme, dimensiuni şi temperaturi diferite) ce pornesc din pete şi se închid apoi la nivelul fotosferei. Acest fenomen nu este observabil însă şi la nivelul porilor, care reprezintă pete incipiente şi lipsite de sectorul de penumbră. Cele mai spectaculoase structuri dinamice, datorate forţelor câmpului magnetic, sunt *protuberanţele* de diverse forme, alcătuite din materie mai rece (8 000 K), ce urcă în coroană (unde temperatura este de un milion de grade) cu viteze de 100 km/s, având înălţimi de până la o rază solară, după care se pot desprinde de disc şi dispar (fig. 19).

Hărţile magnetice indică intensităţi crescute ale câmpului magnetic nu numai în zona petelor, ci şi în zonele lucitoare şi fierbinţi, limitrofe acestora, cum ar fi *faculele*. De ce o intensitate magnetică mare poate impune atât sectoare umbrite, cât şi foarte luminoase este încă necunoscut.

Petele sunt suprafeţe întunecate, apar ca un fel de umbră, fiind înconjurate spre exterior de o zonă de penumbră. Diametrul lor poate atinge 100 000 km. Ca să devină vizibile de pe Pământ trebuie să dezvolte o suprafaţă de 1,3 mld. km^2. Cea mai mare pată solară a fost observată în 1974 şi a atins 18 mld. km^2. Numărul lor creşte şi descreşte pe o perioadă de 11 ani. În 1957, anul cu cea mai intensă activitate solară din secolul nostru, au fost înregistrate 263 de pete. În perioadele de minim, numărul lor se reduce mult, până la dispariţie. În mod obişnuit, petele apar în grupuri de câte două, cu o frecvenţă maximă între 30^0–45^0 latitudine, şi au o tendinţă de deplasare spre Ecuator.

S-a observat o *strânsă legătură între formarea şi evoluţia petelor şi magnetismul solar*. Datorită mişcării de rotaţie, liniile magnetice bipolare se deplasează mult în zona ecuatorială. Aici ele suferă răsuciri ce conduc la instabilităţi şi intensităţi magnetice mult mai mari. Pe fondul instabil se creează bucle de flux magnetic sprijinite pe suprafaţa solară. Acest câmp magnetic local încetineşte convecţia, aportul de gaz fierbinte scade, temperatura se reduce şi ea, iar pe suprafaţa fotosferei apare o pată, prin închiderea liniilor de forţă.

6.4.1.2. Erupţiile solare

Acestea sunt fenomene violente care afectează brusc întreaga atmosferă pe verticală, pornind de jos în sus. Ele prezintă o mare varietate în ceea ce priveşte suprafeţele afectate, geometria acestora, tipurile de emisii, durata şi natura spectrului radiativ. O caracteristică generală este aceea că în mai puţin de un minut radiaţiile se intensifică de cel puţin 10 ori, ducând la o fază de strălucire bruscă. Aceasta este faza de *flash* (strălucire – lb. engl.). Revenirea la luminozitatea normală se face mult mai lent, durând zeci de

minute, chiar ore. Suprafaţa afectată de flash poate atinge 5 mld. km^2. Deşi apariţia lor este în legătură cu petele solare, erupţiile au fost recunoscute mult mai târziu, nefiind vizibile în lumină albă. Formele erupţiilor pot avea aspecte diverse, de obicei apar însă ca *bucle, arcuri* şi *filamente,* în cadrul cărora materia urcă şi coboară cu viteze de 1 000–100 000 km/s. Ele se delimitează bine atunci când apar pe marginile discului solar. Vitezele maxime par a fi atinse în cromosferă şi coroana solară, unde electronii şi protonii primesc o accelerare în plus, datorită temperaturilor ridicate de aici.

Forma geometrică a erupţiilor şi radiaţiile pe care acestea le emit indică legătura lor cu câmpul magnetic şi cu modificările structurale ale acestuia. De exemplu, majoritatea erupţiilor apar *la limita a două regiuni cu polaritate diferită*, unde materia vine din direcţii contrare sau se deplasează în direcţii contrare. Totodată, erupţiile de tip bucle sau arc reprezintă punţi între două regiuni cu polarităţi diferite. Erupţiile de materie par a dezorganiza câmpurile magnetice răsucite sub formă de corzi; liniile de forţă se răsucesc, iar fenomenul are loc cu o enormă eliberare de energie. Energia este transferată în particulele plasmei, în special în cele cu sarcini electrice. Rezultatul este o accelerare puternică la nivelul acestora. Faptul că sunt emise concomitent şi *diferite radiaţii* (în special raze X), arată că această accelerare are loc într-un mediu foarte cald, respectiv în cromosferă, dar mai ales în coroană, unde electronii pot atinge 100 000 km/s.

Sincron cu emiterea de raze X, sunt emise şi *unde lungi* (unde radio), fenomen explicabil prin faptul că particulele accelerate rămân captive liniilor magnetice, deplasându-se spiralat în lungul lor (fig. 20).

Imaginile erupţiilor obţinute în unde radio apar cu întreruperi de diferite magnitudini. Acestea sunt cauzate de limitele de propagare a undelor în funcţie de densitatea plasmei. Tot în unde radio, în timpul erupţiilor au fost remarcate şi pulsaţii de câteva minute.

În accelerarea protonilor, aceştia se ciocnesc cu nuclee de heliu şi generează *neutroni*, ce pierd energie. Datorită acestui fapt, ei sunt captaţi de hidrogen şi se emit *unde gamma.*

Erupţiile de mari proporţii, de tip protuberanţe, par a sta la originea unor *nori mari de plasmă* ce apar în coroană, până la 10 raze solare, deplasându-se cu 1 000 km/s.

6.4.2. Ciclurile solare

Ciclurile solare prezintă o anumită periodicitate a minimelor şi maximelor solare, ce pot fi puse în legătură cu evoluţia câmpului magnetic. În mod special s-a observat un ciclu solar de 11 ani (cu o variaţie de la 9 la

12,6 ani), când câmpul magnetic își schimbă sensul (revenirea completă încheindu-se după 22 de ani). Pe de altă parte, urmărirea evoluției petelor solare a indicat un maxim solar, când aceste pete apar în număr foarte mare, iar erupțiile sunt maxime, ca și aurorele polare de pe Pământ, și un minim al activității Soarelui. În timpul maximului solar, câmpul magnetic terestru este perturbat, iar din compararea hărților magnetice solare cu numărul de pete s-a dedus că *polaritatea se schimbă la maximum solar*.

Explicația posibilă pentru această schimbare de polaritate, care determină, se pare, și ciclicitatea intensității erupțiilor, s-a formulat prin urmărirea migrării și a evoluției petelor. Acestea se nasc de obicei la latitudini de 30^0–45^0, însă nu mai sus. Totodată, petele apar grupate două câte două, având semne contrare (fig. 25.1). Cea din față (în sensul de rotire al Soarelui) are semnul polarității emisferei din care face parte, iar poziția sa este de la început ceva mai avansată. Cuplurile de pete se deplasează spre Ecuatorul solar, dar în mod diferențiat. Pata din față (de la început mai apropiată de Ecuator, unde deplasarea materiei se face cu viteză mai mare) va avansa mai rapid și se va distanța tot mai mult de pata din spatele ei. Totodată însă, câmpul ei magnetic va slăbi. Pata din spate (având semn contrar emisferei unde se află) se va deplasa treptat spre poli, deoarece semnele contrare se atrag (săgeata dublă din fig. 25.1). Suma tuturor acestor câmpuri magnetice ale petelor ce se deplasează spre poli va tinde să anuleze semnul acestuia, iar apoi să-l inverseze. Schimbarea se produce la perioade de *maxim solar*. Urmează o slăbire, până la anulare, a câmpului toroidal (ecuatorial), după care se formează unul invers (fig. 25.2). Schimbarea câmpului toroidal are însă loc în perioada *minimului solar*, când numărul mic de pete are ca urmare extinderea maximă a câmpurilor poloidale.

Durata între un maxim și un minim este de cca 5,5 ani, iar între două maxime, de 11 ani (când se schimbă polaritatea), revenirea la aceeași polaritate făcându-se după 22 de ani.

PLANETELE INTERIOARE

7. Mercur (☿)

Raza ecuatorială	2 439 km
Densitatea	5,43 g/cm^3
Masa	3,303 • 10^{23} kg
Înclinarea pe orbită	0^0
Excentricitatea	0,2
Durata revoluției	87,97 zile
Durata rotației	58,65 zile

7.1. Caractere generale

Mercur este prima planetă a sistemului solar, în ordinea depărtării față de Soare.

Numele său este împrumutat de la zeul comerțului și al drumurilor din mitologia romană (corespunzător zeului Hermes la greci). Zeul Mercur îndeplinea, totodată, și rolul de sol, de mesager al lumii divine, evidențiindu-se prin mobilitatea și repeziciunea sa.

Deși urmărită încă din Antichitate, planeta a fost survolată abia în sec. XX, prin sonda *Mariner 10* (care a trecut pe lângă Mercur în anii 1974 și 1975, fig. 26). Mercur este numai cu 1/3 mai mare decât Luna, iar suprafața sa ocupă aproximativ 0,5 din toate continentele Terrei. Este mai mult o **planetă metalică**, având în compoziție cca 54% fier (spre comparație, Pământul deține doar 31% fier). Nucleul, predominant feros, pare solid, cu excepția unui miez foarte mic, încă activ. Dovada este prezența unui câmp magnetic de 100 de ori mai redus față de cel al Terrei, însă suficient pentru a forma o magnetosferă.

Fiind o planetă predominant metalică, culoarea ei închisă face ca doar 10% din radiația solară primită să fie reflectată înapoi în spațiu, deși Mercur primește de 10 ori mai multă radiație solară comparativ cu Luna.

Văzută de pe Pământ, planeta se poziționează întotdeauna nu mai departe de 28^0 față de Soare, oscilând la fiecare 116 zile dintr-o parte în alta a astrului. Fiind observabilă doar ca o pată vag definită, s-a crezut mult timp că perioada de revoluție a planetei este egală cu cea de rotație. Abia în 1965, prin ecou radar, *rotația* a fost stabilită la 58,65 zile ± 0,25 zile, ceea

ce înseamnă exact 2/3 din perioada de revoluție de 87,97 zile (fig. 26). Despre acest raport se afirmă că este în *rezonanță cu revoluția*, cele două mișcări fiind în prezent stabilizate. Perioada de rotație se apreciază a fi fost însă cu mult mai mică la începutul formării planetei. Viteza de rotire s-a redus treptat din cauza mareei impuse de Soare.

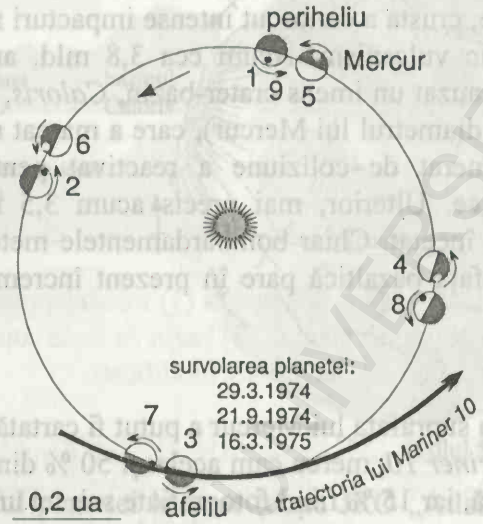


Fig. 26. Mișcarea de rotație și revoluția planetei Mercur (după Israël, JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Specifică este și *excentricitatea mare a orbitei*, la afeliu, Mercur fiind cu 24 mil. km mai departe de Soare decât la periheliu. Înclinarea planului orbital față de ecliptică este de 7^0, planeta fiind depășită sub acest aspect doar de Pluto, care înconjoară Soarele pe o orbită înclinată pe ecliptică cu 17^0 (fig. 11).

Mercur nu prezintă sateliți și nici o atmosferă. Deoarece masa sa este mică, gravitația este redusă, iar viteza de eliberare de pe planetă este de 4,3 km/s (comparativ cu a Terrei, de 11,2 km/s). Apropierea de Soare și albedoul redus determină o încălzire puternică a feței însorite (cu temperaturi de până la $+430^0$C), moleculele gazoase atingând o viteză „termică" cu mult deasupra valorii limită, de 4,3 km/s, și scăpând în spațiul interplanetar. Au fost identificate totuși rare molecule de heliu, ce par a fi rezultatul acreției particulelor din vântul solar sau al dezagregării uraniului și a thoriului din crusta planetei.

Presiunea atmosferică înregistrează valori comparabile cu cele din exosfera terestră, fiind de 10^{-9} milibari. Pe fața umbrită a planetei temperaturile scad sub -100^0C.

7.2. Vârsta și evoluția planetei

Mercur s-a format acum cca 4,5 mld. ani. În paralel cu procesul de stratificare și răcire, crusta a cunoscut intense impacturi meteoritice care au generat un puternic vulcanism. Acum cca 3,8 mld. ani, o coliziune de proporții uriașe a cauzat un imens crater-bazin, *Caloris*, cu un diametru de 1 300 km (1/4 din diametrul lui Mercur), care a marcat morfologia întregii planete. Șocul generat de coliziune a reactivat pentru moment suita proceselor geologice. Ulterior, mai precis acum 3,5 mld. ani, evoluția planetei, practic, a încetat. Chiar bombardamentele meteoritice s-au redus foarte mult. Suprafața bazaltică pare în prezent încremenită sub un strat gros de praf.

7.3. Relieful

Numai 35 % din suprafața lui Mercur a putut fi cartată. La trecerile repetate ale sondei *Mariner 10*, mereu cam aceleași 50 % din suprafața planetei aflându-se în umbră, iar 15 % fiind fotografiate sub un unghi cu o oblicitate mult prea mare.

Relieful este foarte asemănător cu cel lunar, fiind însă ceva mai accidentat. Suprafața planetei este formată în proporție de 70 % din câmpii vechi, puternic fragmentate prin cratere de impact, 10 % reprezintă teritorii cu o fragmentare medie, restul intrând în categoria câmpiilor tinere, netede. Caracteristica morfologică a lui Mercur este dată de prezența craterelor de impact meteoritic, foarte rar și de origine vulcanică, dintre care cel mai mare este bazinul Caloris (fig. 27). Între cratere, sau pe fundul craterelor de dimensiuni foarte mari, apar câmpii de lavă destul de accidentate. Pe lungi distanțe se găsesc abrupturi de încălecare cu aspect lobat, un fel de spinări enorme orientate în paralel și dispuse liniar între bazinul Caloris și antipodul său (fig. 27).

a. **Craterele** împânzesc întreaga suprafață a planetei. Ca densitate de cratere, Mercur este depășit doar de Callisto, satelitul lui Jupiter. Craterele au morfologie diferită, în funcție de diametrul lor (fig. 28). Cele având *diametre mai mici de 10 km* seamănă cu gropile de obuz, a căror adâncime însumează 1/5–1/10 din valoarea lățimii. La exterior, apar înconjurate de material dispus în cercuri din care se desprind raze de sfărâmături expul-

zate în urma impactului. Acestea poartă numele de *ejecţii* (sau *ejecta*). Materialul acumulat aici are în general dimensiuni reduse, dar la craterele mari poate fi format şi din blocuri stâncoase enorme.

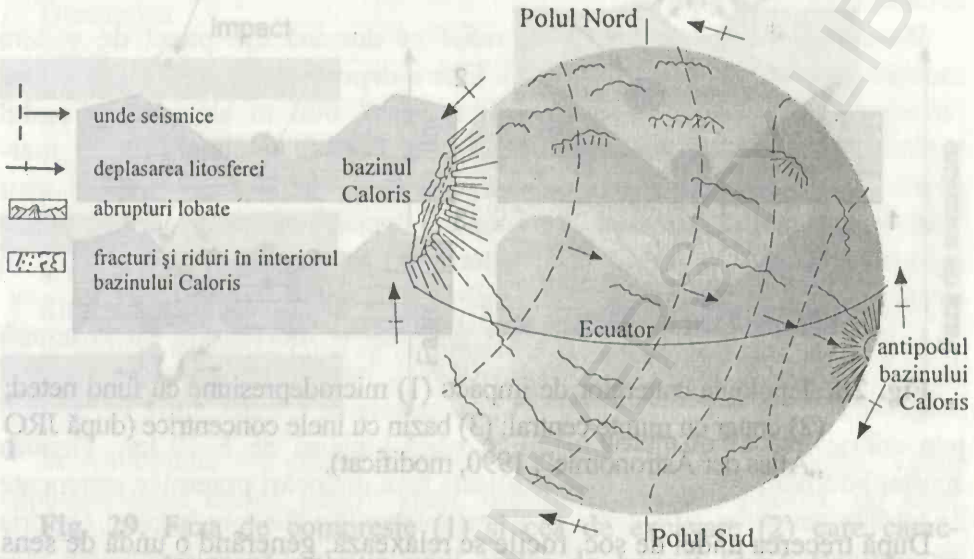


Fig. 27. Relieful planetei Mercur (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Craterele cu diametre cuprinse *între 10 şi 20 km* prezintă în general un fund nivelat (fig. 28.1). La *diametre de peste 20 km*, morfologia craterului devine mai complexă, apărând un munte central (fig. 28.2). Craterele cu mărimi de *peste 150 km* prezintă o succesiune de unul sau mai multe inele concentrice, iar fundul lor apare umplut cu lavă rezultată în urma impactului (fig. 28.3). Pereţii interiori ai craterului au o structură de obicei în trepte. Craterele mai largi de *200 km* poartă denumirea de bazine.

Procesul formării craterelor de impact poate fi înţeles ca o modalitate de transfer a energiei cinetice a meteoritului (ce se deplasează cu viteze cuprinse între 5 şi 50 km/s) spre corpul planetei. Cea mai mare parte a energiei este folosită în excavarea craterului, o parte din ea trecând în energie termică sau propagându-se ca sunet şi unde seismice. Formarea craterelor parcurge trei faze: *cea de compresie, cea de excavare şi cea de modelare ulterioară*, până la atingerea unei configuraţii stabile, conform câmpului gravitaţional al planetei (fig. 29). În timpul *fazei de compresie*, energia cinetică a meteoritului este transferată planetei prin intermediul unei unde de şoc care se propagă circular de la punctul de impact spre

adânc (fig. 29.1). Datorită presiunilor mari, roca prezintă, pentru o scurtă fracțiune de timp, un comportament de fluid.

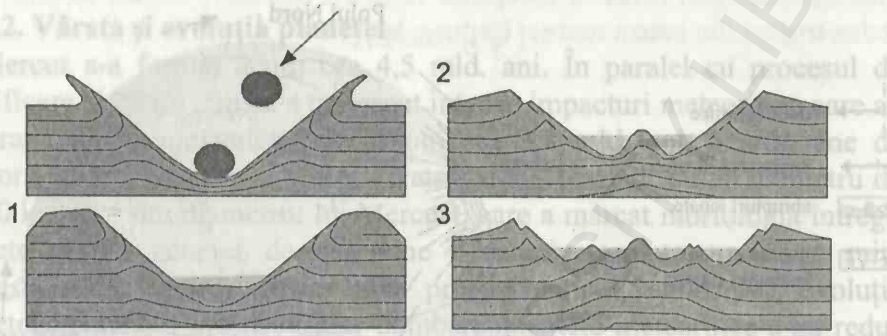


Fig. 28. Tipologia craterelor de impact: (1) microdepresiune cu fund neted; (2) crater cu munte central; (3) bazin cu inele concentrice (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990, modificat).

După trecerea undei de șoc, rocile se relaxează, generând o undă de sens contrar. Aceasta se propagă dinspre interiorul corpului planetar spre exterior, permițând rocilor o expansiune de tip exploziv, o dată cu reechilibrarea parametrului de presiune (fig. 29.2). Această *fază de excavare* este în fapt reflectarea undei de compresie, ce permite rocii să se deplaseze spre suprafață și să fie ejectată pe anumite aliniamente. Materialul expulzat se acumulează inițial sub o formă conică, având o bază largă, din care se desprind radial depozite cu aspect de filamente. În apropierea marginii craterului, straturile orizontale pot fi răsucite spre exterior, formând partea cea mai înaltă ce încercuiește depresiunea internă.

Faza finală, cea mai lungă, duce uneori la modificarea substanțială a morfologiei inițiale de excavare. Fundul craterului se poate bomba spre exterior pentru a compensa cantitatea de material expulzat. Pereții interni, abrupți, ai conului pot suferi alunecări succesive, ducând la apariția unor terase ce coboară în trepte concentrice spre fundul depresiunii de crater.

Forma craterelor, chiar și a celor mai vechi, s-a păstrat pe Mercur datorită absenței eroziunii. Modificarea formelor vechi s-a făcut doar prin impactul meteoritic ulterior și curgerile de lave rezultate în urma șocului. Atât bombardamentul meteoritic, cât și manifestările vulcanice corelate acestuia s-au redus foarte mult acum 3,5 mld. ani, iar vulcanismul a încetat complet.

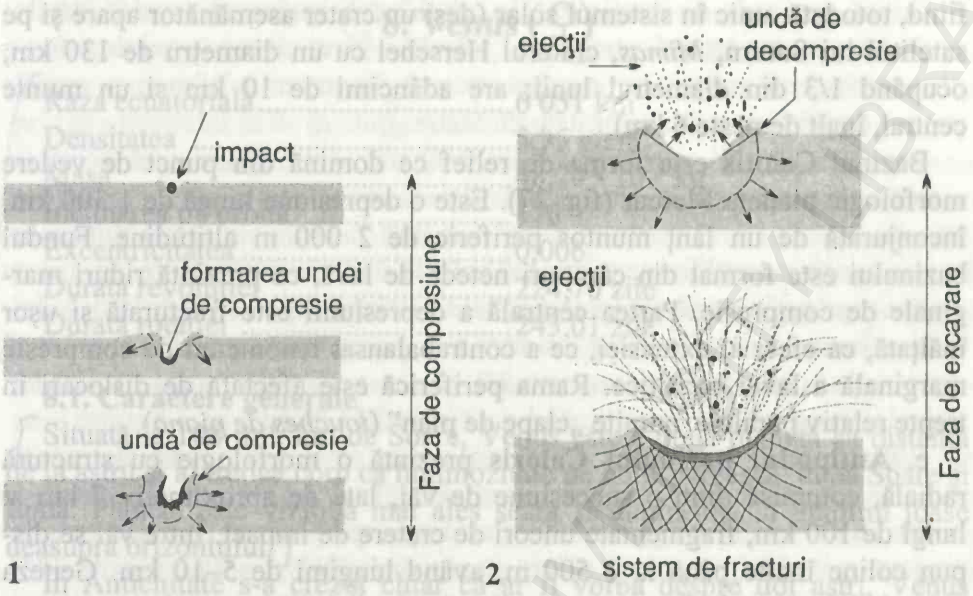


Fig. 29. Faza de compresie (1) şi cea de excavare (2) care caracterizează apariţia unui crater de impact (după Hamblin şi Christiansen, 1990, modificat).

b. **Câmpiile** apar atât între cratere (*câmpii intercratere*), cât şi în interiorul craterelor mari şi al bazinelor de impact. Câmpiile dispuse între cratere sunt cele mai vechi (cca 4,1–4,2 mld. ani) şi ocupă aproximativ 70% din suprafaţa planetei, apărând la rândul lor puternic fragmentate de cratere ceva mai recente. *Câmpiile din interiorul craterelor* mari sunt cele mai noi, având vârste cuprinse între 3,8 şi 3,9 mld. ani. Ele sunt mult mai netede, puţin fragmentate de cratere meteoritice, dar caracterizate prin structuri vulcanice de tip domuri, riduri etc.

c. **Abrupturile lobate** sunt rezultatul încălecării scoarţei, supusă unei bruşte compresii, în urma puternicului impact ce a generat bazinul Caloris. Ele sunt unice în sistemul solar şi constituie particularitatea acestei planete. Abrupturile de încălecare au aspect de faleze lungi de 50–500 km şi înalte de 500–3 000 m, alungite pe întreaga suprafaţă a lui Mercur între bazinul Caloris şi antipodul său (fig. 27).

d. **Bazinul Caloris** (denumirea provine de la cuvântul latin *calor*, însemnând căldură, deoarece această depresiune se situează în apropiere de Ecuator) este un element specific planetei Mercur, prin complexitatea sa

fiind, totodată, unic în sistemul solar (deşi un crater asemănător apare şi pe satelitul lui Saturn, *Mimas*, craterul Herschel cu un diametru de 130 km, ocupând 1/3 din diametrul lunii; are adâncimi de 10 km şi un munte central, înalt de peste 6 km).

Bazinul Caloris este forma de relief ce domină din punct de vedere morfologic planeta Mercur (fig. 27). Este o depresiune lungă de 1 300 km, înconjurată de un lanţ muntos periferic de 2 000 m altitudine. Fundul bazinului este format din câmpuri netede de lavă, ce prezintă riduri marginale de compresie. Partea centrală a depresiunii este fracturată şi uşor înălţată, ca efect al extensiei, ce a contrabalansat fenomenul de compresie marginală a lavei bazaltice. Rama periferică este afectată de dislocări în trepte relativ paralele, numite „clape de pian" (*touches de piano*).

e. **Antipodul bazinului Caloris** prezintă o morfologie cu structură radială, compusă dintr-o succesiune de văi, late de aproximativ 7 km şi lungi de 100 km, fragmentate uneori de cratere de impact. Între văi se dispun coline înalte până la 1 500 m, având lungimi de 5–10 km. Geneza acestei alternanţe de forme este explicată prin dislocări puternice provocate de undele seismice, propagate în urma impactului dinspre bazinul Caloris spre antipodul său. Scoarţa, dislocată longitudinal, a avut momentan tendinţa de a migra spre bazinul marelui impact.

Morfologia bazinului Caloris, a antipodului său şi a abrupturilor lobate trebuie înţeleasă în contextul evoluţiei generale a planetei în momentul marelui impact. Mercur se caracteriza printr-un proces de răcire a nucleului său feros (care ocupă aproape 2/3 din volumul planetei), urmat de o restrângere a razei sale planetare. În momentul înregistrării impactului (acum 3,8–3,9 mld. ani), crusta planetei se afla sub compresie. Fundul bazinului de impact s-a topit datorită căldurii declanşate în urma coliziunii, sau prin reactivarea unui ultim vulcanism, umplându-se cu lavă. Litosfera periferică, aflată în faza de compresie, a cunoscut o tendinţă iniţială de deplasare spre antipod, după care a migrat spre „golul" generat de impact. Acest fapt a determinat micşorarea razei depresiunii rezultate, înălţând lanţul de munţi din jur şi ridurile lavelor din interiorul bazinului. În această mişcare a fost antrenată întreaga suprafaţă a planetei, producându-se dislocări, decroşări, încălecări ce au format abrupturile lobate (fig. 27).

8. Venus (♀)

Raza ecuatorială	6 051 km
Densitatea	5,25 g/cm^3
Masa	48,70 • 10^{23} kg
Înclinarea pe orbită	178^0
Excentricitatea	0,006
Durata revoluției	224,70 zile
Durata rotației	243,01 zile

8.1. Caractere generale

Situată la 108 mil. km de Soare, Venus este a doua planetă ca distanță de la astru și al treilea corp ca luminozitate pe bolta cerească, după Soare și Lună. Planeta este vizibilă mai ales seara și dimineața, la înălțimi joase deasupra orizontului.

În Antichitate s-a crezut chiar că ar fi vorba despre doi aștri, Venus căpătând două *nume*: pentru greci, dimineața era Phosphorus, iar seara Hesperus; la romani Lucifer și Vesper, sau Luceafărul de dimineață și Luceafărul de seară. Ulterior, planeta a fost denumită Venus, zeița frumuseții și a dragostei la romani.

Pentru aspectul ei strălucitor în raport cu restul aștrilor de pe boltă, ea a fost botezată de către chinezi Tai-pe, însemnând frumoasa albă, iar babilonienii i-au spus Nin-dai-anno, doamna cerului.

Aspectul strălucitor se datorează albedoului foarte ridicat al atmosferei (0,77), unde stratul de nori denși reflectă peste 80% din radiația solară primită înapoi în spațiu.

Din cauza norilor groși ce o înconjoară compact și continuu, suprafața planetei nu poate fi văzută cu nici un instrument optic, Venus apărând ca un disc de culoare crem (nori prăfoși), cu benzi latitudinale închise la culoare, între care se remarcă un „Y" culcat, foarte stabil (planșa I).

Perioada de rotație și, respectiv, lungimea zilei venusiene nu au putut fi stabilite cu exactitate decât după 1960, în urma cartografierii prin radar și a informației transmise de misiunile spațiale sovietice (*Venera 1–14*) și americane (*Pioneer Venus, Mercur* și *Magellan*).

Revoluția planetei durează 224,7 zile terestre, iar rotația, 243,01 zile, fiind ziua cea mai lungă din sistemul solar, mai lungă decât anul venusian. O altă trăsătură specifică este rotirea retrogradă a planetei, invers sensului ei de deplasare pe orbită.

Iniţial, perioada de rotaţie era de cca 10 ore, majoritatea cercetătorilor optând tot pentru sensul retrograd al mişcării. Încetinirea vitezei de rotire a planetei în jurul propriei axe a fost cauzată de puternicul fenomen mareic produs datorită atracţiei exercitate de Soare.

Conform acestui scenariu, în cca 100 mil. ani, Venus ar fi atins un sincronism între cele două mişcări (rotaţie şi revoluţie), arătând aceeaşi faţă spre Soare. Acest sincronism nu a fost însă menţinut datorită puternicei maree termice semidiurne a atmosferei, de unde rezultă că Venus a avut încă din primele etape ale evoluţiei sale o atmosferă extrem de densă. Iniţial, influenţa mareei „solide" a fost mai puternică, după care cele două forţe s-au echilibrat (mareea termică şi cea a corpului solid al planetei având aceeaşi valoare), menţinând o rotire în 243 de zile.

Rotindu-se foarte încet, forţa Coriolis este pe Venus extrem de redusă, iar ziua foarte lungă diminuează efectul deplasării aparente a Soarelui pe boltă. La aceasta se adaugă circularitatea aproape perfectă a orbitei (excentricitate minimă în sistemul solar, de numai 0,006) şi oblicitatea de 178^0, care anihilează fenomenul sezonier.

O altă particularitate este faptul că perioadele de rotaţie şi de revoluţie ale planetei Venus şi ale Terrei sunt sincronizate, în sensul că, la fiecare conjuncţie inferioară (când Venus apare situată între Soare şi Pământ), Venus îndreaptă spre Terra mereu acelaşi meridian (punctul negru pe fig. 30). O rezonanţă sinodică perfectă ar fi fost însă la o rotaţie a lui Venus în 243,16 zile (cea actuală fiind de 243,01 zile), ce ar fi fost atunci urmată de o posibilă captare a planetei de către Terra.

Venus nu are sateliţi.

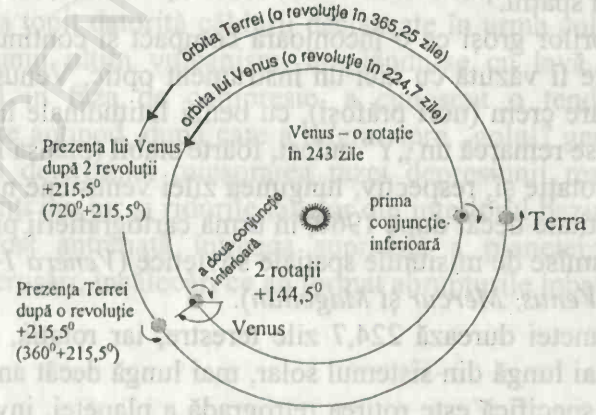


Fig. 30. Sincronismul mişcărilor planetelor Venus şi Terra (după Israël, JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

8.2. Vârsta şi evoluţia planetei

Deşi sora geamănă a Pământului, după cum afirmă mulţi cercetători, Venus a suscitat, dintre toate planetele interne, cele mai mari controverse în privinţa stadiului ei de evoluţie.

După formarea planetei prin procesul de acreţie, acum cca 4,5 mld. ani, a început diferenţierea ei structurală într-un nucleu, o manta, o crustă, o atmosferă şi o hidrosferă. Totodată, Venus a suportat un intens bombardament meteoric, în paralel cu o puternică activitate vulcanică. Pe parcursul istoriei sale timpurii, planeta a traversat un moment hotărâtor, care a dus la modificarea compoziţiei chimice a atmosferei primare, cu consecinţe ireversibile asupra evoluţiei ulterioare. Din cauza apropierii faţă de Soare şi a unei creşteri a constantei solare, temperatura din straturile atmosferice inferioare a atins la un moment dat o valoare critică, de la care întregul conţinut în apă de pe Venus s-a transformat în vapori, planeta suferind un adevărat proces de deshidratare. S-a ajuns astfel ca întreaga cantitate de dioxid de carbon şi de apă să fie stocată sub formă de gaz în atmosferă, pe planetă instalându-se ireversibil un puternic efect de seră.

Din calcule rezultă că, la începutul evoluţiei sale, Venus primea o constantă solară de 1,34, faţă de 1,91 cât este ea în prezent, unde constanta solară reprezintă 1 360 waţi/m^2. În condiţiile iniţiale, Venus dispunea de o atmosferă formată predominant din azot molecular cu o presiune de un bar, dioxid de carbon în cantităţi reduse (exercitând o presiune de 0,3 bari) şi un ocean de apă, având mărimea celui terestru. Conform acestui model, temperatura de la sol nu ar fi putut depăşi 80^0C. Chiar şi în aceste condiţii, calculele au arătat însă că, în cca 600 mil. ani, s-ar fi evaporat pe Venus corespondentul în volum al oceanului terestru ($1,39 \cdot 10^{21}$ kg), generând un puternic efect de seră. Procesele geologice intense au contribuit şi ele la deshidratarea planetei, cel puţin a crustei şi a mantalei superioare, prin ridicarea magmei spre suprafaţă şi eliberarea conţinutului ei în gaze. Cea mai mare parte a hidrogenului s-a pierdut în spaţiu, prin disocierea fotochimică a vaporilor de apă în atmosfera superioară.

În prezent, Venus este o planetă extrem de uscată.

Înaintea începerii misiunilor interplanetare, mulţi cercetători emiteau ipoteza existenţei pe Venus a unei *tectonici în plăci*, asemănătoare realităţilor terestre. Începând cu anul 1991, imagini radar extrem de precise, înregistrate prin intermediul sondei spaţiale *Magellan*, au infirmat definitiv posibilitatea acestui scenariu. Rămânea însă ipoteza existenţei unei *tectonici primitive* care să afecteze întreaga grosime a mantalei prin intermediul

unor curenți de convecție imenși (Fujii, 1994), alături de posibilitatea *compresiei* unei scoarțe foarte subțiri sub formă de munți și platouri, prin turbulențe ce ar fi avut loc adânc în interiorul planetei.

Imaginile transmise de către sonda *Magellan* în 1991, cât și cercetările de laborator asupra rezistenței rocilor par a infirma și aceste ultime două ipoteze. În prezent, se impune tot mai pregnant ideea că aspectul de ansamblu al reliefului venusian este doar o moștenire a unor realități trecute, cu alte cuvinte întreaga morfologie a planetei ar fi „încremenit" în starea actuală acum 500 de mil. de ani (Kerr, 1994, deși Namiki și Solomon susțin, tot în 1994, prezența unui vulcanism activ în ultimii 500 mil. ani, pe 20% din suprafața lui Venus).

Teoria „refrigerării" scoarței venusiene este argumentată atât prin imaginile transmise în 1993 de către sonda *Magellan*, unde cratere de impact vechi de 500 mil. ani nu poartă amprenta unor modificări tectonice ulterioare, cât și prin studii gravimetrice. Datele de gravimetrie indică absența unor curenți convectivi ascendenți care să mențină masivele vulcanice (deși Phillips nu exclude această posibilitate în cazul continentului Beta Regio – Phillips citat de Kerr, 1994), sau a unor pungi de magmă cu o densitate mai mică comparativ cu materia din jur, care, în cazul unei cruste subțiri, să susțină verticalitatea munților, împingându-i în sus.

Comparând anomalia gravitațională a fiecărui vulcan venusian cu volumul său, rezultă că, în majoritatea cazurilor, vârfurile înalte ale munților sunt menținute prin grosimea extrem de mare a litosferei de dedesubt (de la 70 la 200 km). Podișurile planetei nu sunt înălțate printr-o mișcare ascendentă de proporții la nivelul mantalei, ci plutesc pe o materie cu o densitate mai mică, probabil un sector din litosfera inferioară încălzit prin intermediul unor surse din manta.

Rezistența mare a litosferei venusiene la deformări tectonice și capacitatea ei de a sprijini singură întreaga morfologie de la suprafața planetei se datorează absenței apei din legăturile rocilor, care devin, în consecință, extrem de dure. Această duritate a rocilor lasă impresia unei tinereți a reliefului.

O tectonică în plăci nu a existat probabil niciodată pe Venus sau s-a oprit cu foarte mult timp în urmă, deoarece temperatura rocilor de la suprafață era mult prea mare. Temperaturile ridicate au determinat densități reduse ale rocilor, care au devenit incapabile să se scufunde înapoi în manta și să contribuie astfel la transferul apei între diferitele învelișuri planetare (Kerr, 1994).

8.3. Atmosfera

Atmosfera actuală este foarte densă prin faptul că, pe Venus, cantitatea de gaze eliberată din crustă nu se mai poate reîntoarce sub formă de ploi (ca pe Terra). Presiunea la sol atinge valori de 92–95 bari, fiind de cca 100 de atmosfere terestre (cât este pe Pământ la 1 km adâncime sub oceane).

Sub aspect compoziţional, în alcătuirea atmosferei intră, spre baza ei, predominant gazul carbonic (95,5%), azotul molecular (3,5%), puţine gaze rare precum argonul şi neonul, anhidrida sulfurică (SH_3), dioxidul de sulf (SO_2), hidrogenul sulfurat (H_2S), oxisulfura de carbon (COS). La partea superioară, deasupra norilor, domină gazul carbonic (CO_2), monoxidul de carbon (CO) şi azotul molecular (N_2), urmate de SO_2, puţini vapori de apă, oxigen molecular, acid clorhidric (HCl).

Norii venusieni se concentrează între 47 şi 65 km înălţime, unde formează un strat continuu. La poli, plafonul lor coboară cu până la 15 km. Aerosolii (particule solide sau lichide suspendate în gaz) sunt rari, cu până la câteva zeci de miligrame pe m^3 (în norii de pe Terra ating 400 miligrame/m^3), având diametre reduse, de până la 10 micrometri, chiar de 2 la 0,1 micrometri în partea superioară a atmosferei (pe Terra ajung la câţiva milimetri). Densitatea aparent mare a norilor nu este cauzată nici de dimensiunea mare a particulelor şi nici de densitatea lor pe volum, ci de grosimea stratului noros, care atinge cca 20 km.

Sub aspect chimic, norii sunt formaţi din soluţii apoase de acid sulfuric (H_2SO_4). Prezenţa acidului sulfuric se explică prin intermediul unui proces fotochimic care duce la formarea *in situ* a moleculelor respective.

Deasupra limitei de 70 km, dioxidul de carbon este disociat fotochimic prin intermediul radiaţiei solare ultraviolete. Oxigenul molecular rezultat intră într-un flux descendent, molecula de oxigen fiind spartă prin intermediul altor reacţii chimice. Atomii de oxigen se combină ulterior, în prezenţa dioxidului de carbon, cu dioxidul de sulf, rezultând anhidrida sulfurică. Prezenţa compuşilor sulfului este explicabilă prin intermediul alterării piritei de la sol sub acţiunea vaporilor de apă şi a gazului carbonic, eliberându-se în special gaze de H_2S şi COS. Anhidrida sulfurică este un gaz instabil care reacţionează cu vaporii de apă şi formează molecule de acid sulfuric.

Deşi numai 20% din radiaţia solară ajunge la sol, **temperatura** la suprafaţa planetei se caracterizează prin valori ridicate, de 430–475^{0}C şi prin faptul că aici s-a instalat ireversibil un puternic efect de seră. Pe Venus, fiind mai aproape de Soare, apa (prezentă iniţial într-un imens ocean) s-a evaporat în totalitate. Hidrogenul rezultat din disocierea de către radiaţia

ultravioletă a vaporilor de apă a fost în cea mai mare parte pierdut spre exterior acum 2,5 mil. ani. Gazul carbonic (de aproape 100 000 de ori mai abundent decât pe Terra, unde el a fost „spălat" din aer prin ploi şi înmagazinat în roci) a fost emanat în urma erupţiei vulcanilor şi s-a acumulat în atmosferă. El a format, împreună cu vaporii de apă existenţi, un filtru de seră. Acesta lasă să pătrundă radiaţia de undă scurtă, dar împiedică radiaţia de undă lungă, respectiv emisia de unde calorice de la sol să se piardă în spaţiu.

Mersul temperaturilor pe verticală (fig. 31) descreşte puternic, de la 733 K la sol, la 345 K în jurul altitudinii de 50 km, atingând un minim între 50 şi 90 km înălţime.

Scăderea temperaturilor poate fi comparată cu situaţia din mezosfera terestră, cu un minim la 85 km. Pe Venus, deasupra limitei de 90 km temperatura începe să urce lent, apărând o *termosferă* echivalentă celei terestre, precum şi o *exosferă*. În atmosfera venusiană lipseşte însă acel maxim întâlnit pe Pământ la 45 km altitudine, datorită stratului de ozon (la limita stratosferă – mezosferă). Totodată, exosfera începe pe Venus la 135 km altitudine (pe Terra la 600 km) şi este supusă unor puternice variaţii diurne (de la 300 K pe faţa însorită a planetei, la 130 K pe cea cufundată în noapte, numită şi *criosferă* – domeniu al frigului în limba greacă).

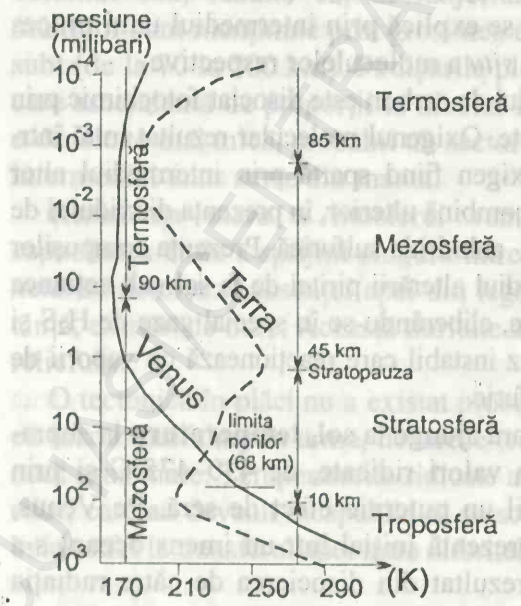


Fig. 31. Mersul comparativ al temperaturilor şi presiunilor din atmosfera terestră şi venusiană (după Israël, JRO „Atlas der Astronomie", 1990, modificat).

Dinamica atmosferei venusiene prezintă un mers specific comparativ cu cel al atmosferei terestre. Pe Venus, atmosfera superioară, cuprinsă între 50 şi 70 km altitudine, execută o *superrotire* (descoperită în 1960), tot de sens retrograd, de cca 60 de ori mai rapidă faţă de corpul solid al planetei. Ea pare să fie cauza menţinerii între aceste limite a unui strat noros extrem de stabil. Deplasarea masei de aer se face, totodată, în benzi, asemeni unei curgeri zonale foarte puţin influenţate de forţa Coriolis, care este minimă (planşa I). Pe Pământ, forţa Coriolis impune în deplasarea maselor de aer pe direcţie N–S şi S–N o mare instabilitate baroclină şi determină formarea, la latitudini medii, a unor importante centre ciclonale şi anticiclonale.

Viteza maselor de aer începe să crească pe Venus de la 10 km altitudine (la suprafaţa solului vântul având viteze mai mici de 1 m/s), atingând un maxim de 150 m/s, la 65 km înălţime. Această superrotire a atmosferei se menţine până la 95 km, limită de la care viteza scade treptat şi tinde spre zero.

Deplasarea maselor de aer se explică prin necesitatea de transfer a căldurii radiate de la sol spre părţile superioare ale atmosferei şi de la Ecuator şi tropice, unde există un surplus caloric, spre poli, unde apare un deficit. Astfel ia naştere, între 47 şi 75 km înălţime, o circulaţie în cupluri de celule dispuse în sens meridian şi cu o mare stabilitate dinamică. Sub nori, în atmosfera joasă, circulaţia de tip longitudinal este compusă din două celule de convecţie, una cu rotire în sens opus acelor de ceas şi dispusă între 30 şi 47 km altitudine, şi o alta, cu sens direct, imediat deasupra solului.

Circulaţia zonală este perturbată prin încălzirea diurnă a atmosferei, formându-se o *maree termică*, în fapt o mare bombare a învelişului gazos ce se deplasează asemeni unei unde planetare. Aceasta este, se pare, şi cauza apariţiei acelui „Y" culcat, cu o perioadă de rotaţie de 4,2 zile.

Circulaţia polară este sesizabilă prin intermediul a două „calote" lucitoare, ce indică existenţa, aici, a unui mare vârtej. Plafonul de nori coboară în consecinţă cu cca 15 km în altitudine, formând un fel de „depresiune" atmosferică deasupra polilor.

Spre exteriorul său, depresiunea apare înconjurată printr-un „colier" de nori circumpolari situat între 53^0 şi 70^0 latitudine nordică şi sudică, unde temperatura este mai scăzută (205–225 K). Zona centrală polară are aspect eliptic (cu lungimi de 2 000 km şi lăţimi de 1 000 km) şi prezintă două centre termice (doi poli termici) cu temperaturi mai ridicate (250 K). Arealul dipolului termic se roteşte rapid, cu o perioadă de 2,7 zile terestre. Colierul, în ansamblul său (colierul noros extern şi dipolul intern), este

generat de o mare inversiune de temperatură cu o diferență de 50^0 comparativ cu sectorul cald ecuatorial.

8.4. Relieful

Relieful planetei a fost cartografiat prin radare care au orbitat în jurul lui Venus în sondele lansate de N.A.S.A. Deoarece pe Venus nu există oceane, s-a luat ca nivel „0" raza medie a planetei, de 6 051 km.

a. Deşi 3/4 din suprafață se găseşte deasupra acestui nivel, caracteristica morfologică dominantă pe Venus este dată de aspectul extrem de nivelat al reliefului, care pe aproape 70% din teritoriu nu depăşeşte ± 500 m față de valoarea de 0 m. Este vorba despre **Marea Câmpie Venusiană**, în fapt un teritoriu extrem de vechi, asemănător suprafețelor celor mai timpurii de pe Marte şi Lună. Câmpia este intens fragmentată prin cratere de impact.

b. **Continentele** sunt terenuri ce se înalță cu până la 1,5 km deasupra nivelului de 0 m, acoperind aproximativ 10% din suprafața planetei. Aspectul lor este predominant de platouri netede cu margini abrupte. Cele mai importante continente sunt *Afrodita* (zeița frumuseții şi a dragostei în mitologia greacă) şi *Iştar* (zeița dragostei şi a războiului la asirieni). Afrodita se dezvoltă în lungul Ecuatorului pe o lungime de aproape 10 000 km. Înălțimile maxime ating 9 000 m, apărând însă tot ca platouri netede cu margini accidentate (planşa I).

Continentul Iştar este mai mic decât Afrodita, având dimensiuni apropiate de cel al Australiei. El este situat în emisfera nordică, apărând ca un platou înalt de 4 000–5 000 m deasupra nivelului de 0 m.

Pe continentul Iştar se găseşte şi cea mai mare altitudine de pe Venus, în *vârful Maxwell*, de 11 000 m, care închide spre est platoul înalt *Lakshmi* (planşa I). Originea vulcanică a muntelui Maxwell nu este încă pe deplin dovedită, dar craterul *Cleopatra Patera*, care domină partea sa centrală (200 km spre sud față de punctul de maximă altitudine), având un diametru de 100 km şi adâncimi de 1,5 km, este cu siguranță o formă de impact. În centrul craterului există un altul îmbucat în primul, având adâncimi de 1 km şi un diametru de 55 km. Acesta poate fi de origine vulcanică.

Spre vest de Cleopatra Patera apare o succesiune de creste paralele, distanțate la 5–10 km una față de alta şi lungi de mai multe sute de km. Sistemul cutat se transformă treptat spre exterior într-unul îmbucat, numit de către cercetătorii sovietici „tessera" (însemnând țiglă în limba greacă).

La vest de cele două continente, de o parte şi de alta a Ecuatorului, mai apar două teritorii muntoase importante: *Beta Regio* şi *Phoebe Regio*.

Beta Regio are formă uşor ovală, cu lăţimi de până la 2 000 km şi altitudini maxime de 5 000 m. Este străbătut de o importantă falie cu dispunere N–S, asemănătoare sistemului de graben est-african. Pe flancurile ei apar doi importanţi stratovulcani: *Rhea* şi *Thea*, comparabili cu vulcanii regiunii Tharsis de pe Marte (vezi 10.4.).

Thea Mons este cel mai important complex vulcanic de aici, având în bază un diametru de peste 300 km şi înălţimi de 5 500 m. El apare încadrat marginal de canioane adânci, în care se pot identifica urmele lăsate de curgerile de lavă.

c. **Regiunile joase** (lowlands) apar situate sub nivelul de 0 m, până la -1 000 m, chiar -3 000 m, şi ocupă 20% din suprafaţa planetei. Ele au aspect de fose prelungi (până la 1 000 km lungime), cu margini abrupte şi lăţimi de mai multe sute de km. Fundul acestor depresiuni este relativ neted, ele fiind denumite „planitia".

d. Un alt aspect specific este acela al aşa-numitelor **„coroane".** Coroanele sunt reliefuri circulare gigantice, având diametre de 200–600 km şi fiind în număr de peste 10 000. Originea lor este controversată, fiind pusă, de cele mai multe ori, în legătură cu prezenţa unor puncte fierbinţi (hot spot) prin care „răsuflă" interiorul planetei, eliminând căldura internă printr-un proces convectiv (proces care pare a nu mai fi astăzi activ). Prin ele a fost eliminată magmă din interior, dar în mod foarte lent. Coroanele ar putea fi asemănate cu vulcanii de tip interplacă, cum este vulcanul hawaian subacvatic Loihi.

e. **Procesele geomorfologice** specifice planetei Venus sunt desigur cele chimice şi eoliene, presupunându-se chiar curgeri de roci ce devin plastice sub influenţa căldurii. Aceste procese sunt mult mai active în părţile înalte ale reliefului, fotografiile făcute de staţiile sovietice *Venera 9–16* şi de *Vega* indicând aici absenţa prafului şi chiar a bolovanilor (altfel decât pe Lună sau Mercur). Probabil că praful se acumulează în zonele depresionare şi se transformă, în urma unor reacţii chimice, în straturi compacte.

9. Terra (⊕)

Raza ecuatorială	6 378 km
Raza polară	6 356 km
Densitatea	5,51 g/cm^3
Masa	5,9752 • 10^{24} kg
Înclinarea pe orbită	23,45^0
Excentricitatea	0,01
Durata revoluției	365,256 zile
Durata rotației	23,9345 ore

9.1. Caractere generale

Terra este cea de a treia planetă a sistemului solar (în funcție de distanța față de Soare) și prima care are propriul său satelit natural (Luna). Caracteristicile deosebite ale Pământului au făcut posibilă apariția vieții în cadrul mediului său extern. Apariția învelișului biosferic, ca rezultat al interacțiunii celorlalte învelișuri la exteriorul planetei, a dus la organizarea tot mai complexă a mediului terestru, care nu a „împietrit", ca în cazul altor planete, acum 2–3 mld. ani.

Evoluția scoarței și a suprafeței acesteia au cunoscut o complexitate maximă, printr-o dinamică atât pe orizontală, cât și pe verticală, ca urmare a schimburilor de energie și materie atât cu mantaua, dar mai ales cu învelișurile externe fluide (oceanele și atmosfera). Ca urmare, au apărut noi structuri (roci sedimentare, scoarță de alterare, pedosferă etc.) și un mediu extrem de divers, cu o dinamică care îi asigură un echilibru stabil, dar și o evoluție selectivă. Caracteristicile unice ale Pământului sunt:

- **O distanță optimă față de Soare** (150 mil. km), Terra nefiind nici foarte caldă (asemeni lui Mercur și Venus), nici rece, precum Marte. Pământul are o temperatură medie de 10^0–15^{0}C, oscilând însă între +60 și -60^{0}C, cu diferențieri diurne, în funcție de anotimp, latitudinale și altitudinale etc.
- Terra este singura planetă care și-a menținut o **mare rezervă de apă lichidă**, care reglează toate procesele atmosferice și, respectiv, climatice. Apa pe Terra se găsește sub toate formele ei de agregare, trecând cu ușurință dintr-una în alta, prin cedare sau consum de energie. Apa reprezintă elementul primordial pentru viață, având dubla funcționalitate de mediu de dezvoltare și component intrinsec al lumii vii. Viața a apărut în apă, Oceanul Planetar fiind primul protector

împotriva radiației ultraviolete nocive (când încă nu se formase stratul de ozon stratosferic). Apa ocupă 71%[16] din suprafața Pământului, controlând circulația atmosferei, reglând bilanțul termic de la suprafața solului, modelând scoarța, formând un circuit al eroziunii și acumulării. Ea este cea care a absorbit majoritatea dioxidului de carbon din atmosfera primară, blocând calciul în roci și evitând astfel apariția unui efect de seră excesiv.

De ce a rămas apa pe Terra, în timp ce de pe celelalte planete ea a dispărut? Prima cauză este gravitația; datorită masei sale mai mari, Pământul a reținut majoritatea vaporilor de apă. În al doilea rând, distanța față de Soare a impus o temperatură propice menținerii apei în stare lichidă. Totodată, absorbția dioxidului de carbon și blocarea calciului în sedimente a evitat supraîncălzirea planetei și evaporarea apei.

- **Atmosfera** terestră este unică. Ea este dominată de *azot* (78%), un gaz inert, și de *oxigen* (21%). Aceste gaze apar în proporții reduse în atmosfera altor planete, unde domină mai ales CO_2. Oxigenul este vital, fiind combustibilul vieții animale, iar azotul are rolul de a dilua oxigenul pentru a nu provoca arderi mult prea intense. Atmosfera se află într-un echilibru stabil, dar extrem de sensibil la schimbarea condițiilor inițiale ale sistemului. Menținerea în echilibru a acestei compoziții se face prin intermediul viețuitoarelor, prin fotosinteza plantelor și metabolismul animalelor, ca factori esențiali în circuitul oxigenului, care asigură stabilitatea ponderii sale în atmosferă. În caz contrar, oxigenul din aer s-ar combina treptat cu unele elemente din scoarță, în special cu fierul, care l-ar fixa definitiv în roci.

Sintetizând procesul evolutiv, mediul acvatic a permis, la un moment dat, apariția vieții, iar biosfera a transformat compoziția atmosferei într-un mediu propice dezvoltării ei. Omul este singurul component care poate deregla acest sistem, în special prin poluarea atmosferei ca urmare a procesului de industrializare.

Un rol esențial în atmosferă îl are *ozonul* (O_3) stratosferic, concentrat între 25 și 30 km altitudine (vezi III.4.4.2.4.). Deși extrem de redus (comprimat, stratul de ozon ar avea numai 3 mm grosime), ozonul este un element hotărâtor în menținerea vieții, reținând cea mai mare parte a ultravioletelor și a radiației cu lungimi de undă mici, spre domeniul razelor X. Deși stratul de ozon se regenerează continuu,

[16] Numele de „planeta albastră" vine însă de la atmosferă, care difuzează intens lumina din fâșia albastră a spectrului, în raport cu fâșia roșie.

prezentând o concentrație fluctuantă, dinamica sa este, în mod natural, în echilibru. Clorofluorocarbonii (CFC) și compușii de brom antrenează ozonul în cicluri catalitice, ducând la distrugerea acestuia. O creștere a cantității de ozon ar fi de asemenea nocivă, un strat cu o grosime dublă de ozon ducând la o creștere enormă a numărului de microorganisme patogene, care sunt distruse în condițiile actuale de razele ultraviolete ce ajung la sol.

Totodată, atmosfera reprezintă un scut de protecție împotriva meteoriților, care sunt, în majoritatea lor, distruși înainte de a atinge solul.

- **Magnetosfera**, care se dezvoltă în exteriorul atmosferei până la o distanță de 64 000 km în partea dinspre Soare și la peste 130 000 km în partea opusă Soarelui (magnetopauza), este de asemenea un factor de protecție a vieții, fiind cea care primește șocul vântului solar. Liniile magnetice captează mare parte din aceste energii, pe care le dirijează în jurul planetei spre coada magnetosferei, le concentrează pe anumite centuri (centurile Van Allen, situate la 3 600 km și între 13 000 km și 19 000 km) sau le descarcă în proporție redusă în zonele polare, formând aurore (deasupra cărora lipsesc centurile Van Allen).

  Câmpul magnetic este însă foarte mobil ca intensitate, fiind puternic perturbat (așa-numitele furtuni magnetice) de erupțiile solare. La un interval de cca 80 000–100 000 ani, câmpul magnetic terestru își schimbă polaritatea. În aceste perioade, el aproape dispare, Pământul fiind acum apărat împotriva vântului solar doar de către atmosferă. Momentele de schimbare a polarității sunt presupuse de unii cercetători a fi cauza dispariției unor specii de animale (ca de exemplu dinozaurii, acum 60–70 mil. ani) sau a unor mutații fiziologice importante pe scara evoluției (de exemplu, dezvoltarea creierului uman acum peste un milion de ani).

- **Scoarța și litosfera**, în ansamblul ei, prezintă o *dinamică în plăci* specifică numai Terrei, din care rezultă o diversitate de forme de relief, aflate într-o continuă evoluție și schimbare, în concordanță cu energiile interne (ce nasc continente, bazine oceanice, lanțuri muntoase, vulcani etc.) și externe (ce modelează un relief fluviatil, marin, glaciar, eolian etc.). Scoarța terestră cunoaște o dinamică continuă datorită mecanismului „tectonicii globale" (care conduce la deriva continentelor și continua lor modificare sub aspectul formei și al poziției), a mișcărilor pe verticală (scufundări și ridicări tensionale

sau izostatice) şi printr-un circuit de suprafaţă cu intensităţi fluctuante, dar continuu – *ciclu de eroziune şi de acumulare*.

Dacă structura internă a Pământului poate fi similară celorlalte planete interne, dinamica mantalei s-a diferenţiat începând de acum cca 4 mld. ani, devenind tot mai complexă.

9.2. Structura internă, compoziţia fizică şi chimică a Terrei

Structura internă a Pământului a fost dedusă prin metode indirecte, în special prin intermediul undelor seismice. Acestea sunt de mai multe tipuri, iar viteza lor de propagare diferă în funcţie de elasticitatea rocilor traversate, ca şi de modul lor de reflectare de către straturile interioare ale Terrei. Cele mai importante sunt undele **P** (primare), mai rapide, trecând atât prin mediile solide, cât şi prin cele lichide, şi undele **S** (secundare), mai lente, deplasându-se perpendicular pe direcţia de propagare a undei şi netrecând prin medii lichide. Înregistrarea undelor seismice a dus la evidenţierea unor discontinuităţi în structura internă a Pământului, ce separă învelişuri cu stare fizică şi chimică diferită (vezi şi III.4.5).

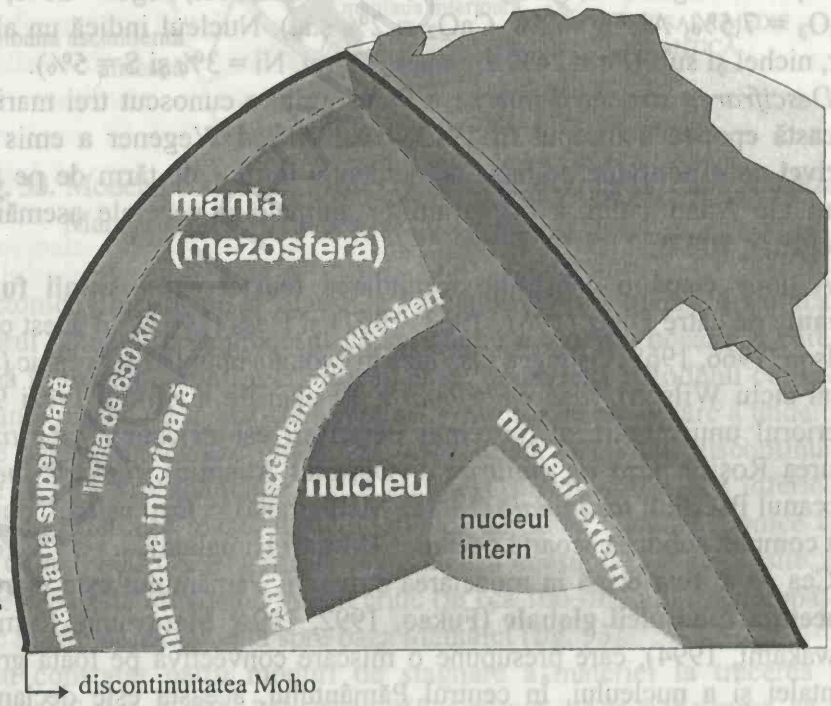


Fig. 32. Structura internă a Pământului (din diverse surse).

Prima discontinuitate se află la 30–80 km adâncime sub continente şi la 5–10 km sub fundul oceanelor, fiind denumită *Moho* sau Mohorovičić. La aceste adâncimi, viteza undelor seismice cunoaşte un salt de la 6,5 km/s la 8,1 km/s, ceea ce indică o creştere a densităţii de la 2,8 g/cm^3 la 3,2 g/cm^3. Discontinuitatea Moho separă *scoarţa* de *manta* (fig. 32). În manta mai apar două discontinuităţi secundare, la 400 km (separă partea superioară a mantalei, astenosfera) şi la 650 km (separând mantaua superioară de cea inferioară). Mantaua este delimitată spre interior, faţă de nucleu, prin discontinuitatea *Gutenberg – Wiechert*, la 2 900 km adâncime. Aici undele *P* cunosc o altă accelerare în viteza lor de propagare, iar undele *S* se opresc, de unde ar rezulta un nucleu extern fluid. Densitatea creşte la 8–11 g/cm^3.

Alte metode au identificat şi un nucleu intern solid, cu o rază de cca 1 250 km, rezultat în urma cristalizării şi sedimentării particulelor de Fe şi Ni pur, datorită procesului de răcire a planetei (Kumazawa, Maruyama, 1994).

Sub aspect *chimic*, crusta este formată din aluminosilicaţi de calciu, de potasiu şi de sodiu. Apar diferenţieri între scoarţa continentală (mai puţin densă – 2,2 g/cm^3, dar mai groasă), dominată de formaţiuni de tip granitic, şi cea oceanică (2,8 g/cm^3), de natură bazaltică. Mantaua se compune din silicaţi feromagnezieni (SiO_2 = 32% din masa Terrei, MgO = 23%, FeO şi Fe_2O_3 = 7,5%, Al_2O_3 = 2%, CaO_2 = 2% ş.a.). Nucleul indică un aliaj din fier, nichel şi sulf (Fe = 24% din masa Terrei, Ni = 3% şi S = 5%).

Descifrarea structurii interne a Pământului a cunoscut trei mari etape. Această epopee a început în 1912, când Alfred Wegener a emis **teoria derivei continentelor** pe baza coincidenţei liniilor de ţărm de pe ambele laturi ale Atlanticului, a formaţiunilor animale şi vegetale asemănătoare (Wegener, 1937).

A doua etapă o constituie formularea **teoriei expansiunii fundului oceanic** de către Dietz (1961, 1963, 1967) şi Hess (1962). În acest context, Wilson (1966, 1968) distingea şase faze în evoluţia unui bazin oceanic (aşa-numitul ciclu Wilson): *faza embrionară*, de apariţie a riftului (vezi 9.3.) în interiorul unui continent (sistemul de rifturi est-africane), *faza timpurie* (Marea Roşie), *faza de maturitate* (Oceanul Atlantic), *faza de închidere* (Oceanul Pacific), *faza finală* (Marea Mediterană) şi *faza relictă*, după ce a fost complet subdusă scoarţa oceanică (Munţii Himalaia).

Cea de a treia etapă în modelarea structurii Pământului este marcată de **concepţia dinamicii globale** (Fukao, 1992, 1994; Maruyama, Kumazawa, Kawakami, 1994), care presupune o mişcare convectivă pe toată grosimea mantalei şi a nucleului. În centrul Pământului, aceasta este declanşată şi

întreținută prin mecanismul de rezonanță între mareele lunare și unda de inerție gravitațională a materiei din nucleu. Dinamica din manta are, totodată, o influență hotărâtoare asupra curenților din nucleu, prin prăbușirea periodică de materie mai rece la limita superioară a nucleului extern, fluid (fig. 33). Aceste „răciri" locale determină schimbarea sensului curenților din nucleu, care tind să omogenizeze diferența termică apărută. Fenomenul poate fi cauza schimbării periodice a câmpului magnetic terestru (Larson, 1991).

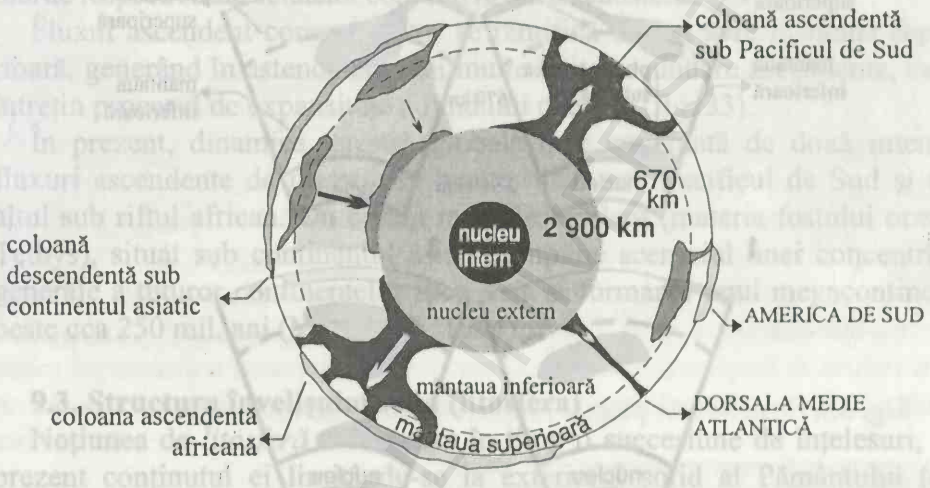


Fig. 33. Modelul convecției termice a materiei din manta (după Kumazawa, Maruyama, 1994, modificat).

Tectonica plăcilor de la suprafața Pământului alimentează dinamica din interiorul planetei prin procesul de subducție a scoarței oceanice, care determină în manta curenți reci, descendenți, de materie. Modelul convecției din manta pleacă de la analiza structurii vitezelor de propagare a undelor **P**. Plăcile oceanice subduse întâmpină o rezistență la nivelul discontinuității situate la 670 km adâncime (între mantaua superioară și cea inferioară), impunând diferențe locale de temperatură de 200^{0}C (valori termice de la 1 600^{0}C la 1 800^{0}C). Materia se acumulează deasupra acestei limite, până când se depășește un anumit volum critic (în cca 100–400 mil. ani), după care are loc scufundarea ei lentă spre baza mantalei (fig. 33).

S-au constatat patru moduri de stagnare a materiei la trecerea spre mantaua inferioară (fig. 34): *tipul NE japonez*, unde penetrarea se face

local o dată cu îngroşarea materiei scufundate; *tipul Sonde*, unde o masă larg lobată se menţine constant la o adâncime de 1 200 km în mantaua inferioară; *tipul Tethys*, unde placa subdusă, ruptă de fostul plan Benioff, are, la adâncimi de 1 000 km, o dispunere paralelă faţă de limita celei euro-asiatice (reprezentată de lanţul alpino-himalaian) şi *tipul antarctic*, caracterizat printr-o lespede rotunjită şi inactivă situată la 670 km adâncime.

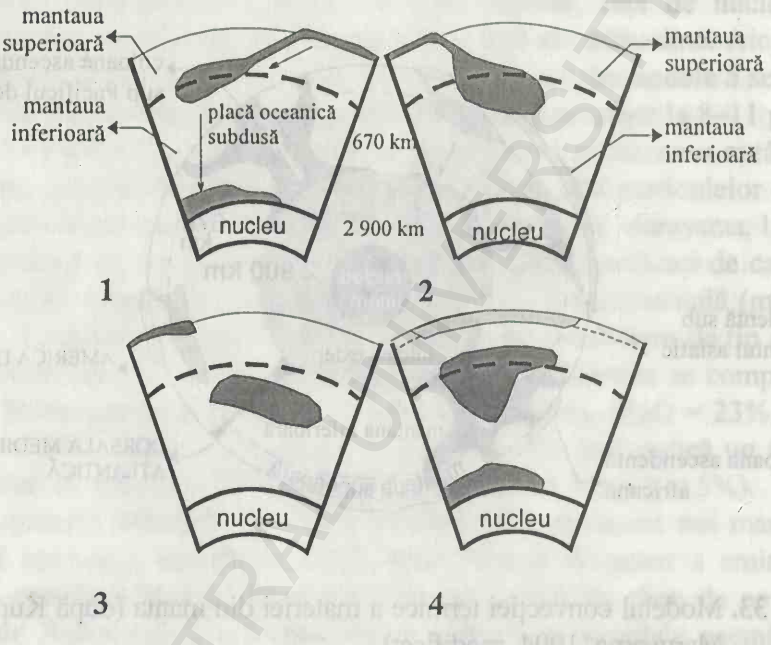


Fig. 34. Patru moduri de acumulare a materiei subduse la nivelul limitei de 670 km adâncime: (1) modelul NE japonez; (2) tipul Sonde; (3) modelul asiatic (sau Tethys); (4) modelul antarctic (după Maruyama, 1994).

Atunci când este atins volumul critic, are loc „colapsul gravitaţional", iar materia fostei plăci oceanice se scufundă lent până la limita nucleului exterior. Legea bilanţului de masă presupune cuplarea colapsului gravitaţional, care atrage materie spre adânc, cu un flux ascendent spre mantaua superioară. Nu temperatura devine aici cauza primară a mişcării descendente şi ascendente, ci diferenţa de densitate prin schimbarea de fază între materia solidă şi cea vâscoasă. Totodată, densitatea mai mică a fluxului

ascendent este explicată de unii autori (Kumazawa, Maruyama, 1994) nu atât prin temperaturile foarte mari ale magmei, cât prin conținutul mare în elemente ușoare eliberate din nucleu (C, H, S, O).

Se formează, în consecință, imense celule (pene) convective pe toată grosimea mantalei, în care *rolul de control îl dețin procesul de acumulare a materiei oceanice subduse la limita de 670 km și curenții reci, descendenți, întreținuți periodic prin colapsul gravitațional.* Colapsul gravitațional spre baza mantalei inferioare atrage după sine un curent descendent ce activează ramurile respective ale celulelor convective din astenosferă.

Fluxul ascendent corespunzător se ramifică treptat spre mantaua superioară, generând în astenosferă mai multe brațe secundare ascendente, care întrețin procesul de expansiune a fundului oceanic (fig. 33).

În prezent, dinamica terestră globală este guvernată de două imense fluxuri ascendente de materie în manta: unul sub Pacificul de Sud și un altul sub riftul african. Un curent rece, descendent (materia fostului ocean Tethys), situat sub continentul asiatic, impune scenariul unei concentrări generale a tuturor continentelor spre Asia și formarea unui megacontinent peste cca 250 mil. ani (Maruyama, 1994).

9.3. Structura învelișului solid (litosfera)

Noțiunea de *litosferă* a cunoscut în timp o succesiune de înțelesuri, în prezent conținutul ei limitându-se la exteriorul solid al Pământului (cu grosimi între 70–100 km), echivalent scoarței terestre (fig. 32). Litosfera (învelișul de rocă – în gr.) plutește pe un strat vâscos, numit astenosferă, a cărui continuitate de înveliș nu este încă demonstrată.

Principala caracteristică a litosferei terestre este *structura ei în plăci* (fig. 35), despărțite de rupturi (**rifturi**), sau de planuri de încălecare (**plan Benioff**). Aceste plăci cunosc o deplasare laterală (deriva plăcilor), în sens divergent față de rifturi și convergent spre aliniamentele de încălecare, cu viteze de 1–8 cm/an. A treia caracteristică este dată de faptul că plăcile își reciclează continuu baza formată din materie de tip bazaltic, care se afundă în astenosferă pe aliniamentele de subducție (fig. 36), în timp ce scoarța granitică rămâne de obicei la suprafață. Motorul dinamicii plăcilor tectonice îl constituie **curenții de convecție** din astenosferă, susținuți prin dinamica globală, care are la bază căldura internă a planetei.

Energia termică a Terrei este în principal de natură gravitațională primară și, în al doilea rând, generată de degradările radioactive din nucleu (Kumazawa, Maruyama, 1994). Prin intermediul mecanismului reprezentat

de tectonica globală se elimină surplusul de căldură şi energie internă, în special pe calea vulcanismului şi a cutremurelor.

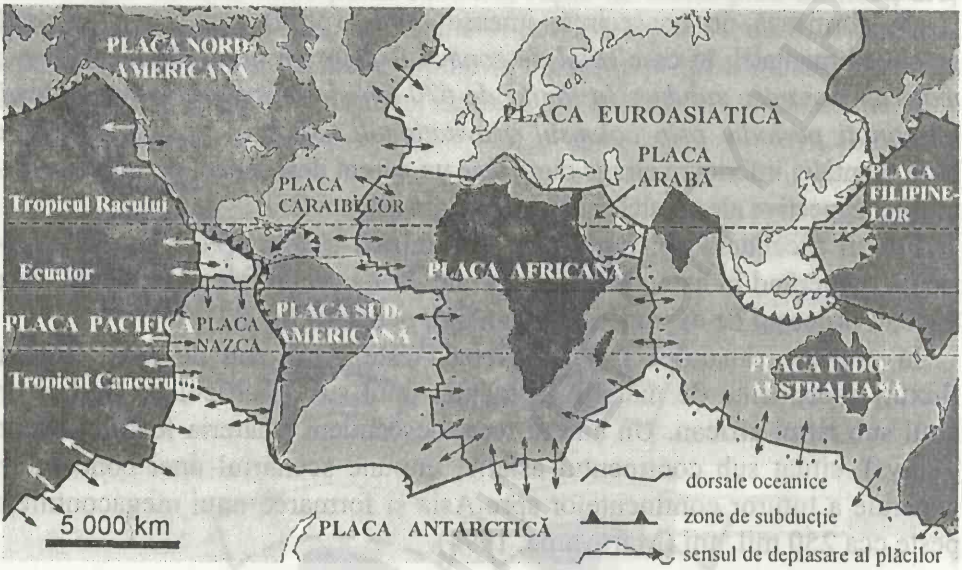


Fig. 35. Structura în plăci a litosferei (din surse diverse).

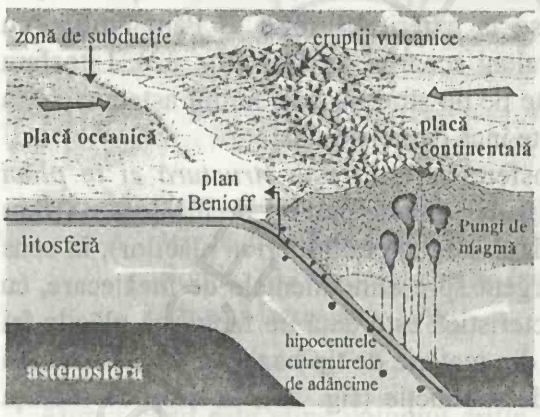


Fig. 36. Coliziunea şi subducţia plăcilor litosferice (după Busch, 1993, modificat)

Această structură în plăci şi dinamica lor au condus la o permanentă interacţiune a energiilor interne ale Terrei cu cele externe, care s-au echilibrat continuu la suprafaţa scoarţei. Aşa s-a ajuns aici la o evoluţie neîntreruptă şi la o diversificare a mediilor locale, unele dintre ele putând, la un moment dat, să genereze viaţă.

9.3.1. Relieful

a. **Relieful planetar** este compus din *bazine oceanice şi continente*, a căror dispunere şi formă se modifică o dată cu structura litosferei. Oceanele se dezvoltă numai pe scoarţă bazaltică (mai subţire şi mai densă), iar continentele suportă în plus o pătură granitică şi sedimentară (având o scoarţă mult mai groasă, până la 80 km sub lanţurile muntoase alpine, dar mai puţin densă). În mod obişnuit, plăcile tectonice sunt formate atât din scoarţă continentală, cât şi oceanică, deşi anumite plăci medii sau mici se pot dezvolta doar pe un singur tip de crustă.

Scoarţa bazaltică se reciclează prin scufundare în astenosferă pe fâşiile de subducţie, iar din magma apărută pe rifturi se naşte un nou fund oceanic. O dată cu reciclarea scoarţei oceanice apar şi se extind noi bazine oceanice („expansiunea fundului oceanic"), în timp ce altele, mai vechi, se închid.

Suprafeţele continentale urmează două tipuri de evoluţie: se deplasează o dată cu plăcile tectonice cărora le aparţin şi se fărâmiţează, fiind afectate de rifturi (sistemul de rifturi est-africane, din Ethiopia până în Mozambic), sau se unesc în continente foarte mari, cum a fost cazul acum 250 mil. ani în continentul unic Pangeea (fig. 37). Materia continentală se reciclează mai ales la partea superioară a scoarţei, prin procese de eroziune, transport şi acumulare, iar la nivel bazal prin procesul de coliziune şi încreţire a două plăci continentale.

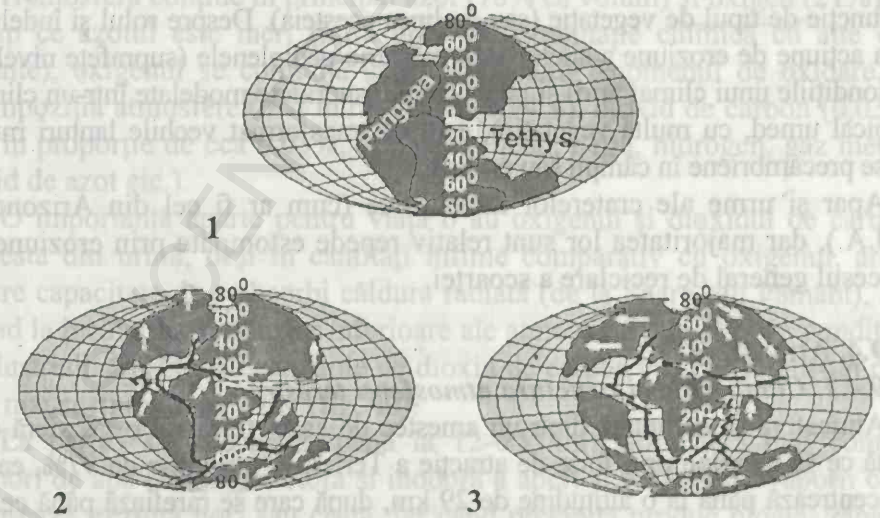


Fig. 37. Evoluţia continentelor şi a bazinelor oceanice în ultimii 200 mil. ani: (1) Terra acum 200 mil. ani; (2) Terra acum 130 mil. ani; (3) Terra acum 60 mil. ani în urmă (din diverse surse).

b. **Relieful major** se suprapune celui anterior, fiind specific pe cele două medii: continente (lanţuri muntoase, dealuri, podişuri, câmpii) şi oceane (dorsale, gropi abisale, vulcani, praguri de tip horst situate între faliile perpendiculare pe rift – *falii transformante*). Aceste tipuri de relief, deşi de dimensiuni mai mici comparativ cu formele planetare, îşi au originea tot în mecanismul plăcilor, şi anume, în mod direct sau indirect, în procesele ce au loc pe fâşiile marginale plăcilor tectonice. Aici se localizează aliniamentele vulcanilor activi şi principalele hipocentre seismice, apar lanţuri muntoase, iar în sectoarele opuse, gropile abisale. În afara vulcanilor ce urmăresc contactul plăcilor tectonice, există şi un vulcanism de tip interplacă, cum este Mauna Loa din Hawaii, sau de tip scut, cu emisie foarte lentă. Cea mai puternică erupţie vulcanică cunoscută în timpurile istorice a fost cea din 26 august 1883, a vulcanului Krakatau (Indonezia). Valurile tsunami provocate de erupţie au cauzat enorme pagube materiale pe insulele Jawa şi Sumatera, înregistrându-se peste 36 000 morţi.

Punctele extreme ale reliefului terestru major ating 8 848 m înălţime (deasupra nivelului oceanic) în muntele Everest din Himalaia, şi 11 033 m adâncime (sub nivelul oceanului), în Groapa Marianelor (la est de Filipine).

c. **Relieful mediu şi minor** este dominat de acţiunea apei (relief fluviatil, litoral, glaciar) şi în secundar a aerului asupra scoarţei. Caracteristic pentru Terra devine relieful fluviatil care lipseşte pe celelalte planete (cu excepţia unor porţiuni vechi de pe Marte). Eroziunea apelor îmbracă forme variate, în special în funcţie de tipul de vegetaţie (sau de lipsa acesteia). Despre rolul şi îndelungata acţiune de eroziune a apelor stau mărturie pediplenele (suprafeţe nivelate în condiţiile unui climat arid) şi peneplenele (suprafeţe modelate într-un climat tropical umed, cu multă vegetaţie), care au transformat vechile lanţuri muntoase precambriene în câmpii sau podişuri.

Apar şi urme ale craterelor meteoritice (cum ar fi cel din Arizona – S.U.A.), dar majoritatea lor sunt relativ repede estompate prin eroziune şi procesul general de reciclare a scoarţei.

9.4. Atmosfera

9.4.1. Compoziţia şi structura atmosferei terestre

Atmosfera se compune dintr-un amestec de gaze, formând o geosferă externă ce se menţine prin forţa de atracţie a Terrei. În proporţie de 97%, ea se concentrează până la o altitudine de 29 km, după care se rarefiază până ce, la 10 000–13 000 km, se apropie de densitatea materiei interstelare şi practic dispare.

Compoziția chimică de amestec a atmosferei terestre este uniformă până la o înălțime de 90 km, fapt pentru care această porțiune a fost numită **homosferă** (fig. 38).

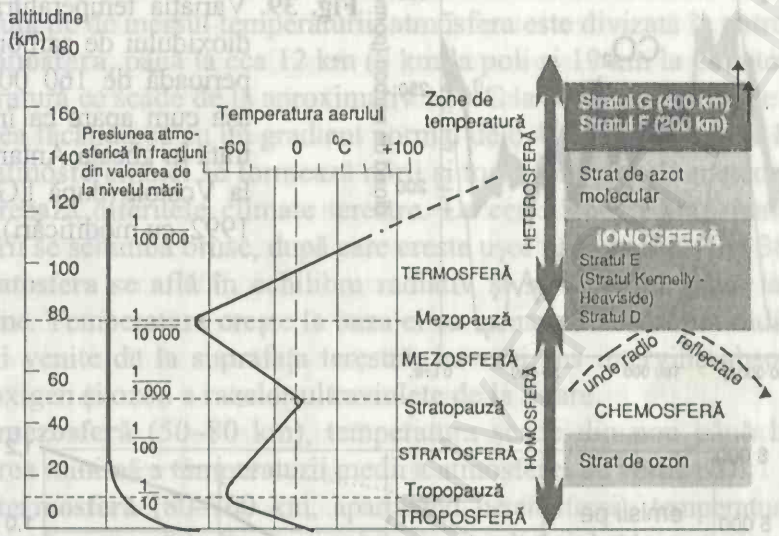


Fig. 38. Structura atmosferei (după Strahler, 1963).

Homosfera conține în principal azot (78% ca volum) și oxigen (21%). În timp ce azotul este inert (intră greu în combinație chimică cu alte elemente), oxigenul se combină ușor, producând fenomenul de oxidare. În compoziția atmosferei mai intră: argon (0,94%), dioxid de carbon (0,03%) și, în proporție de cca 0,03%, alte gaze (neon, heliu, hidrogen, gaz metan, oxid de azot etc.).

O importanță aparte pentru viață o au oxigenul și dioxidul de carbon. Acesta din urmă, deși în cantități infime comparativ cu oxigenul, are o mare capacitate de a absorbi căldura radiată (de la Soare sau Pământ), ducând la încălzirea straturilor inferioare ale atmosferei (fig. 39). În condițiile industrializării globale, emisiile de dioxid de carbon cresc însă într-un ritm tot mai susținut după 1960 (fig. 40).

La partea sa inferioară (până la 12–25 km), atmosfera mai conține vapori de apă (formă incoloră și inodoră a apei) și praf. Când vaporii condensează, rezultă nori sau ceață, iar când precipită produc ploaie, zăpadă, grindină. Vaporii de apă au și ei calitatea de a absorbi căldura, formând din

troposferă un strat izolator care diminuează pierderea de căldură de la suprafaţa Terrei.

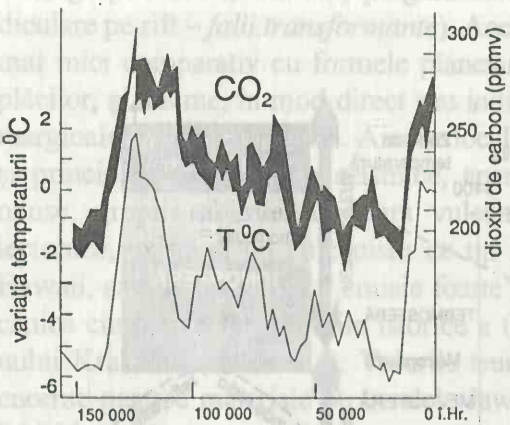


Fig. 39. Variaţia temperaturii şi a dioxidului de carbon pe o perioadă de 160 000 ani, aşa cum apare ea înregistrată în gheaţa Antarctidei, la Vostok (după I.G.A.C., 1992, cu modificări).

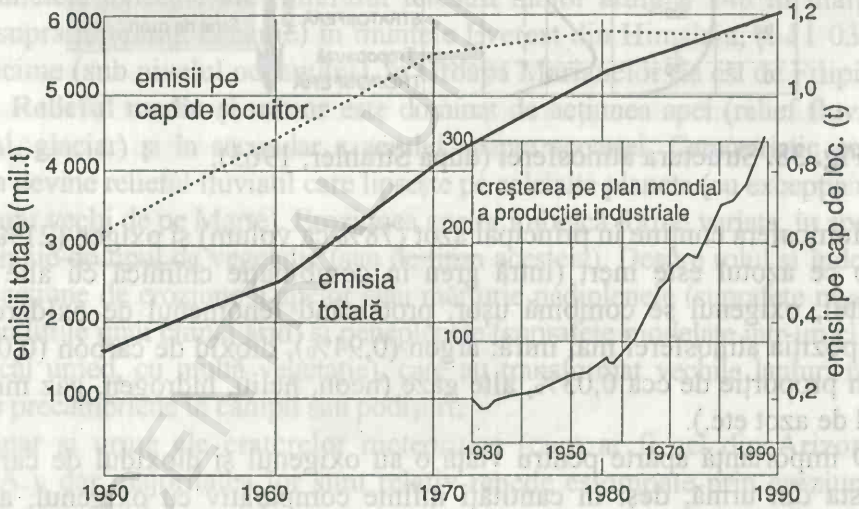


Fig. 40. Emisia globală de dioxid de carbon comparativ cu indexul creşterii producţiei industriale (după W.R.I., 1992).

La altitudini de peste 90 km se desfăşoară **heterosfera**. Aceasta nu mai prezintă uniformitate sub raportul amestecului de gaze, apărând o delimitare de patru straturi în ordinea greutăţii elementelor: *stratul de azot molecular* (între 90 şi 200 km), de *oxigen atomic* (200–1 100 km), de *heliu* (1 100–3 500 km), stratul de *hidrogen atomic*, care de la cca 10 000 km începe să aibă o densitate

(în atomi de H) similară spațiului interplanetar. Densitatea, la partea inferioară a heterosferei (la cca 90–95 km altitudine), scade la numai o milionime din cea întâlnită la nivelul mării. În aceste condiții, atomii heterosferei rămân neutri în ceea ce privește sarcina electrică și de aceea se rotesc concomitent cu planeta.

În funcție de mersul temperaturii, atmosfera este divizată în patru zone:

Troposfera, până la cca 12 km (8 km la poli și 19 km la Ecuator), are o temperatură ce scade de la aproximativ $+20^0$C la -60^0C (o medie de 200 K), scăderea făcându-se cu un gradient normal de $6,4^0$C/km. Ea deține 80% din masa atmosferei; aici se formează norii și toate fenomenele meteorologice, care creează diferitele climate terestre. La cca 12,5–15 km, mersul temperaturii se schimbă brusc, după care crește ușor până la 0^0C (fig. 38).

Stratosfera se află în echilibru radiativ și se dezvoltă până la 50 km altitudine. Temperatura crește la baza ei ca urmare a absorbției radiației infraroșii venite de la suprafața terestră, iar mai sus intervine absorbția de către oxigen și ozon a razelor ultraviolete de la Soare.

În **mezosferă** (50–80 km), temperatura scade din nou până la -83^0C (valoarea minimă a temperaturii medii a atmosferei pe verticală).

În **termosferă** (80–700 km, aparținând heterosferei), temperatura crește continuu din cauza fotodisocierii sub acțiunea ultravioletelor a moleculelor de O_2 și a fotoionizării oxigenului molecular, a N_2 și O. Se distinge un maxim de $1\,650^0$C (1 300 K), dar, din cauza densității scăzute a aerului, aproape de vid, acesta nu poate reține practic decât extrem de puțină căldură.

La peste 700 km începe *exosfera*, unde temperatura rămâne constantă.

9.4.2. Fenomene radiative solare și telurice în atmosferă

În atmosferă și la suprafața Terrei ajung atât radiația solară sub formă de unde electromagnetice, cât și cea telurică.

Energia solară ajunsă la nivelul superior al atmosferei are o medie, pentru întregul spectru radiativ, de 0,135 W/cm^2, sau de 1,98 cal/cm^2/minut, respectiv 263 Kcal/cm^2/an (*constanta solară*). Ea se subîmparte astfel: infraroșii = 48,4%, vizibil = 42,4% și ultraviolet = 9,8%. Energia primită de la Soare fluctuează în funcție de activitatea astrului, de distanța Pământ – Soare ș.a.m.d. Repartiția geografică se face în funcție de unghiul sub care radiația atinge suprafața orizontală a locului, iar acest unghi depinde de latitudine, anotimp, oră din zi.

Atmosfera atenuează, respectiv oprește o parte din radiație prin fenomene de *absorbție și difuzie* (împrăștiere). Prin absorbție, energia este transformată (și în parte pierdută), atunci când străbate moleculele, atomii, elementele solide sau lichide din aer. Atmosfera fără nori absoarbe cca 22% din radiația

incidentă (sub unghiul față de normala locului). Atenuarea se face mai ales în domeniul vizibil și infraroșu. O implicare specială o au vaporii de apă, dioxidul de carbon și ozonul. Norii absorb până la 4% și reflectă 17% din energie. *Reflexia*, sau reîntoarcerea parțială a radiației emise de Soare, se face în mod relativ egal pentru întregul spectru radiativ, indiferent de lungimea de undă. Din punct de vedere cantitativ, ea depinde de tipul de suprafață care reflectă. Această capacitate se numește *albedo* și se exprimă în procente. Albedoul general al Terrei este de 31%, din care contribuția norilor este esențială (fig. 41).

La nivelul suprafeței terestre ajunge numai 49% din energia primită la partea superioară a atmosferei, și anume 5% ca radiație directă, 22% prin difuzie de către aerul fără nori și 22% prin intermediul difuziei cauzate de nori.

Radiația terestră este cea emisă de către suprafața Pământului, de obicei în infraroșu. Ea rezultă din radiația solară absorbită și convertită în căldură, ca și din propria energie internă, ajunsă la suprafață. Emiterea acestei radiații în atmosferă duce la încălzirea aerului, la absorbirea ei parțială de către nori și dioxid de carbon, dar și la reflectarea și difuzia ei repetată. În mare, în atmosferă se creează, din această energie, *două fluxuri de radiații calorice* (în infraroșu): unul către suprafața Pământului (contraradiația atmosferei) și altul către exterior (115%, emisă direct de la suprafață, 23% căldură latentă și 6% căldură instabilă).

Bilanțul termic sol – atmosferă (fig. 41) este echilibrat, energia primită de la Soare și cea emisă de sistemul Pământ – atmosferă fiind comparabile.

Atmosfera primește 95 % din radiația incidentă (52% + 43%) și emite 239% (8% + 17% albedoul atmosferei + 44% către sol + 69% în infraroșu către exterior + 101% în infraroșu către sol), deci un plus de 144% (fig. 41).

Suprafața Terrei primește 144%, din care 43% direct din energie solară (22% + 5% + 22% - 6%) și 101% (34% + 67%) în infraroșu; emite în schimb doar 115% în infraroșu. Diferența de la 115% la 144% este completată de energia provenită de la sol (6% + 23% = 29%). Se realizează astfel un echilibru global, fapt evidențiat și de constatarea că, în mod natural, *Pământul nici nu se încălzește, nici nu se răcește pe perioade scurte de timp*. În fapt, suprafața Terrei mai primește în plus și o cantitate de energie termică (în infraroșu) reîntoarsă din atmosfera joasă, noroasă (contraradiația atmosferei), precum și energie telurică.

Toate la un loc formează *temperatura efectivă*, mai mare decât temperatura teoretică, rezultată numai din radiația solară minus albedoul. Dacă

nu ar exista acest surplus teluric şi contraradiativ, suprafaţa Terrei ar avea o temperatură efectivă de 255 K, sau de -18^{0}C[17].

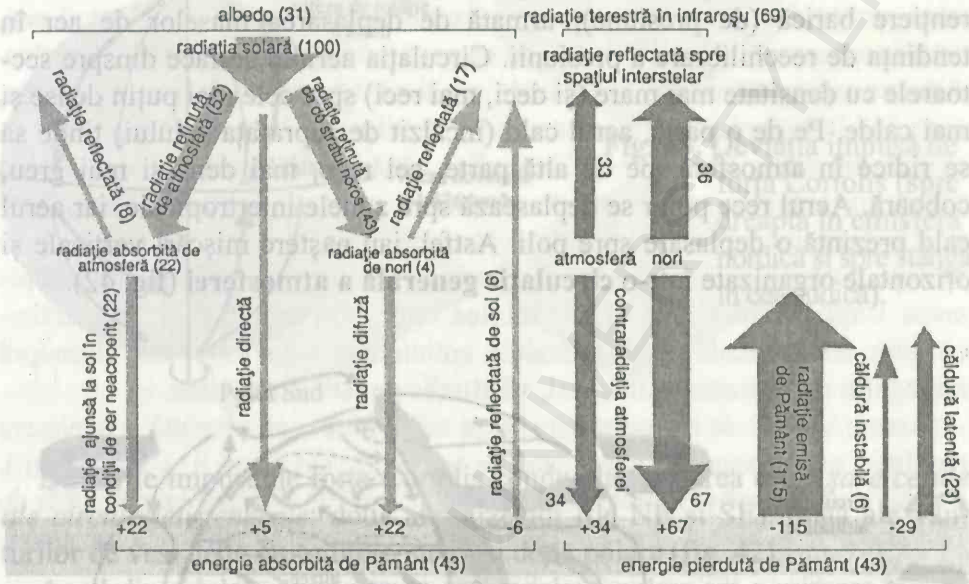


Fig. 41. Bilanţul termic sol – atmosferă (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Aportul contraradiaţiei este cauzat de efectul de seră impus de o anume opacitate a atmosferei pentru infraroşu. Pe de altă parte, efectul de seră este diminuat, deoarece o parte din căldura pe care atmosfera o întoarce spre Pământ este antrenată în convecţii.

Căldura de la sol se propagă prin transfer vertical de energie de la un strat de aer la altul, în special acolo unde există mulţi vapori de apă şi dioxid de carbon (aproape exclusiv în troposferă). La partea superioară a norilor are loc o răcire radiativă a acestora, impunând şi răcirea troposferei. Procesul este însă mai complicat, existând şi un transfer de căldură orizontal prin curenţii oceanici (vezi 8.5.).

[17] Unii autori indică chiar -23^{0}C.

9.4.3. Mişcările atmosferei

Datorită încălzirii neuniforme a suprafeţei terestre şi, implicit, a aerului, iau naştere densităţi (respectiv presiuni) diferite în atmosfera joasă, care impun o circulaţie a maselor de aer. **Cauzele** circulaţiei atmosferice sunt *căldura solară recepţionată neuniform* şi *gravitaţia*, care impune o diferenţiere barică (de presiune), urmată de deplasarea maselor de aer în tendinţa de reechilibrare a presiunii. Circulaţia aerului se face dinspre sectoarele cu densitate mai mare (şi deci, mai reci) spre cele mai puţin dense şi mai calde. Pe de o parte, aerul cald (încălzit de suprafaţa solului) tinde să se ridice în atmosferă, pe de altă parte, cel rece, mai dens şi mai greu, coboară. Aerul rece polar se deplasează spre zonele intertropicale, iar aerul cald prezintă o deplasare spre poli. Astfel, iau naştere mişcări verticale şi orizontale organizate într-o **circulaţie generală a atmosferei** (fig. 42).

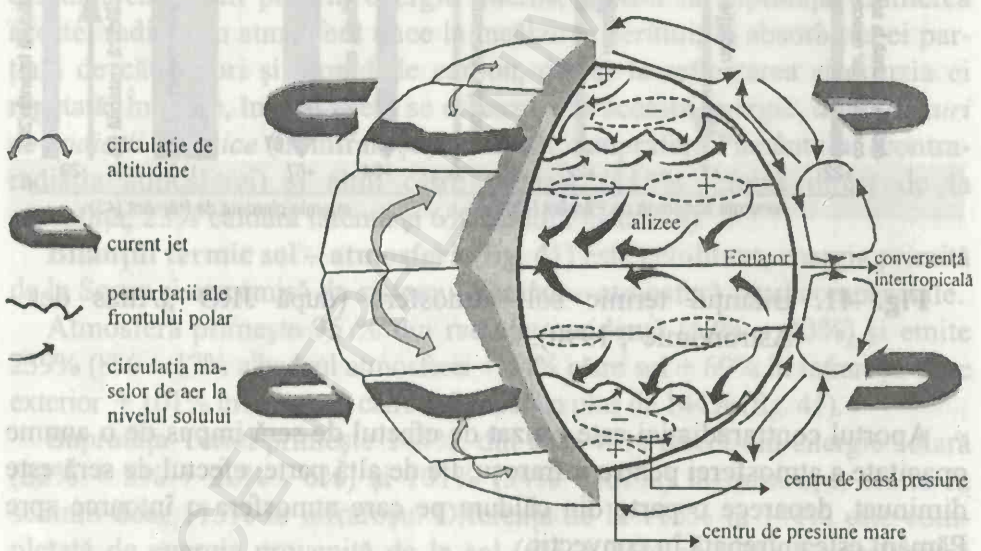


Fig. 42. Circulaţia generală a atmosferei (din diverse surse, modificat).

Dacă Pământul ar fi imobil, s-ar naşte o circulaţie generală meridiană, cu două celule mari de convecţie dispuse între Ecuator şi poli. Rotaţia Terrei impune însă oricărei particule de aer o accelerare a mişcării (**forţa Coriolis**), datorită creşterii vitezei de rotaţie de la Ecuator spre poli. Forţa Coriolis schimbă permanent direcţia orizontală de deplasare a particulelor în mişcare, spre dreapta în emisfera nordică şi spre stânga în cea sudică

(fig. 43). La Ecuator componenta respectivă este nulă şi nu produce efect Coriolis, în timp ce spre poli efectul creşte.

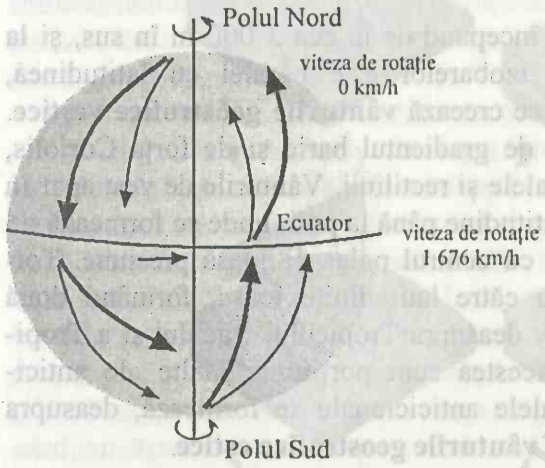


Fig. 43. Deviaţia impusă de forţa Coriolis (spre dreapta în emisfera nordică şi spre stânga în cea sudică).

Devierile impuse de forţa Coriolis conduc la formarea celor *şase celule ale circulaţiei generale*: două ale alizeelor (de NE şi SE), două ale vânturilor de vest de la latitudinile medii şi două polare (fig. 42).

Aerul din celulele de convecţie ecuatoriale şi polare are o mişcare în sens direct (*celule Hadley*), în timp ce, la latitudinile medii, mişcarea este în sens invers acelor de ceas (*celule Ferrel*). Celulele ecuatoriale sunt separate la sol printr-o fâşie de convergenţă situată pe un minim de presiune (*talvegul ecuatorial*), iar cele polare sunt despărţite de cele ale latitudinilor medii tot printr-o fâşie de convergenţă situată la cca 60^0 latitudine N şi S (*frontul polar*).

Această schemă model suferă în realitate multe perturbaţii locale, circulaţia reală fiind mult mai complexă, mai ales la scară sinoptică (de sute de km). În principal se remarcă o dominare mai puternică a circulaţiei în sensul paralelelor (V–E sau E–V) şi o deplasare meridiană a celulelor în funcţie de anotimp. Pe alocuri se observă o schimbare totală de sens (de exemplu, pe timpul iernii, celulele Ferrel, unde domină circulaţia vestică, lasă locul unei circulaţii meridiane cu multe ondulări de direcţie), sau generarea – pe anumite fâşii – de arii ciclonale şi anticiclonale, apariţia de ondulaţii numite „unde Rossby" şi a unor curenţi „jet" (fulger).

Aceste fenomene aşa-zis perturbatorii ale circulaţiei generale a atmosferei, dar care fac parte integrantă din ea, au un *rol esenţial în mersul vremii*, fiind continuu monitorizate în centrele meteorologice.

Ca urmare, structurarea reală a complexității circulației atmosferice este un rezultat al mișcării de rotație a Terrei. Această rotire accentuează rolul forței Coriolis în deplasările orizontale ale aerului, care le domină pe cele verticale.

9.4.3.1. Vânturile

a. **În troposfera superioară**, începând de la cca 3 000 m în sus, și la baza stratosferei (unde mersul izobarelor este paralel cu latitudinea, formând cercuri în jurul Terrei), se creează **vânturile geostrofice vestice**. Acestea sunt determinate numai de gradientul baric și de forța Coriolis, mergând în lungul izobarelor paralele și rectilinii. Vânturile de vest apar în ambele emisfere, de la 15^0–20^0 latitudine până la poli, unde se formează un vârtej circumpolar care coincide cu centrul polar de joasă presiune. Totodată, presiunea crește continuu către latitudinile joase, formând două dorsale anticiclonale, aproximativ deasupra Tropicului Racului și a Tropicului Capricornului (fig. 42). Acestea sunt porțiunile înalte ale anticiclonilor subtropicali. Între dorsalele anticiclonale se formează, deasupra talvegului depresionar ecuatorial, **vânturile geostrofice estice**.

Aceste vânturi de altitudine, mai ales cele vestice, nu prezintă o deplasare rectilinie, ci formează ondulații laterale pe mii de km (între 3 și 8 ondulații), numite **unde Rossby**. Formarea serpentinelor largi în deplasarea vânturilor de vest poate fi explicată prin prezența ariilor ciclonale și a maximelor anticiclonale ce apar pe fronturile de întâlnire a aerului cald cu cel rece.

La latitudinile medii și mari, masele de aer se deplasează în cadrul unor vârtejuri mobile, numite **arii ciclonale** și **anticiclonale**. În emisfera nordică, vânturile bat în sens invers mișcării acelor de ceas într-un ciclon și în sensul acelor de ceas într-un anticiclon. În emisfera sudică situația este inversă.

Ciclonii se extind pe sute de mii de km^2, se deplasează cu 20–100 km/h și durează până la două zile, rar o săptămână. Meteorologul american (de origine suedeză) Rossby le-a explicat prezența prin fenomenul de ondulare și pulsare a deplasării fronturilor principale (*teoria undelor frontale*). Aceste fronturi delimitează mase de aer, cu proprietăți diferite, care interacționează, formând volute largi, a căror structură aminteşte de forma unui val marin văzut în secțiune transversală. La un moment dat, frontul prezintă o proeminență (undă) care începe să se formeze. Undele care nu depășesc o amplitudine de 1 000 km sunt reversibile, adică pot reveni la starea anterioară, neperturbată a frontului (unde stabile). Cele care ajung să deformeze frontul pe o lungime mai mare de 1 000 km nu mai sunt reversibile (unde ireversibile), ci produc rupturi verticale în propagarea vântului zonal și se transformă în cicloni (fig. 44).

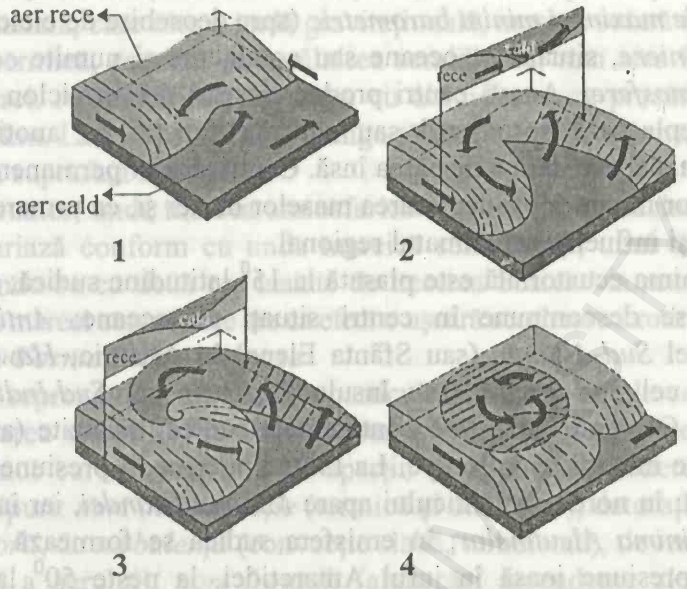


Fig. 44. Cele patru stadii de formare a unui ciclon la latitudini medii: (1) stadiul inițial; (2) stadiul deschis; (3) stadiul oclus; (4) stadiul de stingere (după Strahler, 1973).

Ciclonii apar pe frontul polar, pe cel arctic și sub o formă particulară în zona intertropicală, între 8^0 și 20^0 latitudine N și S. Ciclonii tropicali (care generează furtuni puternice cunoscute sub denumirea de *taifun* în vestul Pacificului sau de *uragane* în vestul Atlanticului și în estul Pacificului) se formează numai vara, pe suprafețele oceanice, unde temperatura apei depășește 26^0C.

Curenții jet reprezintă concentrarea, mai ales spre centrul culoarului vânturilor de vest din troposfera înaltă, a unor sectoare unde deplasarea aerului atinge viteze maxime de până la 450 km/h. Curenții jet subtropicali apar la $30 - 35^0$ latitudine N și S (iarna), iar curenții jet polari, la cca 60^0 latitudine. Cei din urmă prezintă variabilitate mai mare sub aspectul mărimii, al vitezei și al traiectoriei. Există, de asemenea, curenți jet intertropicali, cu deplasare spre est.

b. **În troposfera inferioară**, trei aspecte devin specifice: o *zonalitate barică* de nivel global, o *diferențiere între continente și oceane* și o *diferențiere sezonieră. Zonalitatea* începe cu brâul de minim ecuatorial, urmat de zonele maximului subtropical, după care, spre poli, se intensifică dife-

rențele între continente și oceane. La latitudini medii și mari, apar *areale permanente de maxim și minim barometric* (spre deosebire de ciclonii mobili) sau *sezoniere*, situate pe oceane sau continente și numite *centri de acțiune ai atmosferei*. Acești centri produc mișcări de tip ciclon și anticiclon, se deplasează spre nord sau sud, în funcție de anotimp, se intensifică sau slăbesc, fără a dispărea însă. Centrii barici permanenți joacă un rol hotărâtor în geneza și deplasarea maselor de aer și, ca urmare, determină vremea și influențează climatul regional.

Iarna, minima ecuatorială este plasată la 15^0 latitudine sudică; maxima subtropicală se descompune în centri situați pe oceane: *Anticiclonul Azorelor* și cel *Sud-Atlantic* (sau Sfânta Elena) în Atlantic; *Hawaii* (sau Honolulu) și cel *Sud-Pacific* (sau Insula Paștelui); cel *Sud-Indian* (sau Mauritius) în Oceanul Indian; pe continentele sudice, încălzite (aici fiind vară), brâul de maxim se întrerupe. La latitudinile medii presiunea scade, dar diferențiat: în nordul Atlanticului apare *Minima Islandei*, iar în Pacific se găsește *Minima Aleutinelor*; în emisfera sudică se formează un brâu continuu de presiune joasă în jurul Antarctidei, la peste 50^0 latitudine sudică. Pe continentele nordice se creează în schimb minime barice: *Anticiclonul Siberian* (între 40^0 și 60^0 latitudine N), centrat pe Podișul Mongoliei și *Anticiclonul Canadian*. Pe arealele polare arctice și antarctice apar presiuni ceva mai ridicate decât pe fâșia subpolară, marcată de anticicloni.

Vara, mai ales în iulie, presiunea joasă ecuatorială se deplasează spre N (până la 30^0 latitudine N); se conturează minime mai puternice în Podișul Iran, Câmpia Indo-Gangetică, Câmpia Mesopotamiei, Peninsula Arabă, Sahara de SE, Podișul Marelui Bazin (S.U.A.), Podișul Mexican. La aceleași latitudini, pe oceane apar maxime subtropicale. Se mențin astfel, ușor deplasați spre N și mai intenși ca iarna, cei doi anticicloni: *Azore* și *Hawaii*. În emisfera sudică, brâul anticiclonic subtropical devine aproape continuu. Peste Antarctida, maxima se menține și se intensifică. În general, vara circulația meridiană apare diminuată și dezorganizată la toate latitudinile.

Ca o concluzie, se poate spune că toate *regiunile încălzite* (direct sau prin diferență ocean – continent, sau de curenții oceanici calzi) au presiuni minime permanente (Ecuator, Islanda, Aleutine) sau sezoniere (sudul Asiei). *Regiunile reci*, având minime termice, coincid cu maximele barometrice permanente (polare) sau sezoniere (siberian, canadian).

Mareele atmosferice reprezintă perturbații ale circulației generale semidiurne și sunt impuse de Lună și Soare. Amploarea lor depinde de lati-

tudine. Ele sunt maxime la Ecuator şi descresc către poli. Spre deosebire de mareea lunară, care este o undă gravitaţională, mareea solară este dominant o undă termică, cauzată de încălzirea semidiurnă, mai ales în vecinătatea stratosferei. Amplitudinea sa creşte cu altitudinea, cu precădere începând de la 30 km. La 90 km înălţime ajunge să fie de 100 de ori mai mare faţă de cea de la suprafaţa terestră.

La Ecuator, unde mareea atmosferică este maximă, presiunea la nivelul mării variază conform cu unda mareică semidiurnă, unul dintre maxime producându-se cu două ore înainte de trecerea Soarelui la meridian. Această variaţie a mareei atmosferice are ca efect o uşoară accelerare a rotirii Terrei.

9.4.4. Formaţiunile noroase

Norii reprezintă acumulări de particule lichide şi solide ce se nasc prin condensarea vaporilor de apă din atmosferă, prin răcirea aerului în condiţiile unor curenţi verticali. Ei aparţin din punct de vedere *genetic* mai multor tipuri: *nori de convecţie* (termică şi dinamică), datoraţi unor *mişcări ondulatorii*, de *turbulenţă* (convecţie slabă, turbulentă), de *radiaţie* (răcirea radiativă a aerului), *nori frontali* (alunecări ascendente ale aerului cald peste suprafeţe frontale mai reci).

Pentru clasificarea norilor se folosesc însă şi alte criterii, cum ar fi cel *morfologic* (după formă fiind nori de tip *cumulus*, *stratus*, *stratocumulus*) şi după *altitudinea* de formare (*superiori* – cu baza la peste cca 6 000 m, *mijlocii* – între 2 000 m şi 6 000 m, *inferiori* – de la câteva zeci de metri la 2 000 m, la care se adaugă *norii de dezvoltare verticală* – între 500 m şi peste 6 000 m).

Luaţi în mod individual, norii reprezintă formaţiuni mobile, care se nasc şi se transformă continuu prin deplasare orizontală impusă de vânturi şi dispar prin evaporare sau prin precipitare (picături cu diametre de la 0,5 la 5 mm).

La scară planetară, se poate vorbi însă de o **structură globală a norilor**, impusă de sistemele ciclonale şi de curenţii jet. De aceea, urmărirea circulaţiei atmosferei la scară sinoptică (cicloni, anticicloni, curenţi jet) se face uşor, mai ales din satelit, prin observarea evoluţiei sistemelor noroase. Au fost identificate **trei brâuri** sau benzi de nori: *brâuri extratropicale*, asociate ciclonilor ce apar, de exemplu, în lungul fronturilor polare, *brâuri intratropicale*, desfăşurate în apropierea Ecuatorului (perturbarea lor creează ciclonii mobili tropicali situaţi între 5^0 şi 20^0 latitudine) şi *brâurile subtropicale* plasate în troposfera înaltă. Curenţii jet formează şi influenţează (ca urmare a mişcărilor verticale şi orizontale din apropierea lor) norii din etajul superior al troposferei.

9.5. Hidrosfera

Învelişul de apă cuprinde, conform datelor din Programul hidrologic internaţional (1975), 1 454 mil. km^3, din care 1 370 mil. km^3 în Oceanul Planetar, 60 mil. km^3 în vaporii de apă din litosferă, 0,014 mil. km^3 corespund vaporilor din atmosferă şi 24 mil. km^3 gheţarilor. Ca suprafaţă, apa ocupă 71% din suprafaţa planetei, din care 360 mil. km^2 o reprezintă oceanele, înconjurate de 250 000 km linie de ţărm şi atingând o adâncime medie de 3 800 m.

Câteva *caracteristici* ale hidrosferei sunt importante pentru specificul unor mecanisme ce au loc la suprafaţa Pământului, şi, mai ales, pentru menţinerea mediului de viaţă terestru:

- Volumul mare de apă şi suprafaţa ocupată fac din Terra o planetă a apei.
- Încălzirea anuală şi diurnă diferenţiată a învelişului de apă la latitudini extratropicale, cât şi conductibilitatea termică redusă a apei declanşează, alături de alte cauze, lanţul de procese vitale din hidrosferă şi atmosferă.
- Diferenţa de densitate a apei determină, cu ajutorul vântului, migrări ale masei acvatice sub formă de curenţi şi valuri. Aceste mişcări au rolul de a transfera energia între diferitele regiuni ale Globului. Totodată, apele curgătoare ce drenează continentele transmit informaţia de la nivelurile de bază, locale şi planetare, în funcţie de care se coordonează evoluţia întregii suprafeţe continentale.
- Schimbările de fază (apă – vapori – gheaţă – apă), ca şi mişcările mecanice (râuri, valuri, curenţi, maree, modificările de nivel cu ± 100 m în timpul glaciaţiunilor) fac din apă principalul agent care determină vremea şi clima terestră, cât şi principalul agent modelator extern, care reacţionează cu scopul de a contracara impulsul tectonic.

Capacitatea calorică a oceanelor este de 1 200 de ori mai mare decât cea a atmosferei. De exemplu, comparaţia restrânsă doar la o coloană de aer pe toată grosimea atmosferei indică o cantitate de căldură egală cu cea dintr-o coloană de apă de numai 3 m. Capacitatea calorică a apei se explică atât prin proprietăţile ei fizice şi chimice, dar mai ales prin faptul că masa oceanelor este de 280 de ori mai mare decât cea a atmosferei.

Apa prezintă, totodată, o mare inerţie termică şi mecanică: se încălzeşte şi se răceşte lent, intră mai greu în mişcare şi se opreşte mult după ce a încetat acţiunea cauzei care a declanşat-o. În consecinţă, *oceanul stochează*, sub formă de căldură, o mare cantitate din energia primită de la Soare, pe

care o redistribuie pe orizontală sau pe verticală prin procese, cum ar fi, de exemplu, evaporația.

Prin proprietățile sale (albedoul redus, transparența la lumina solară și transferul prin convecție a căldurii de suprafață până la adâncimi de cca 50 m), apa oceanelor reține energia radiației solare. Cantitativ, Oceanul Planetar preia peste 80% din radiația absorbită de către atmosferă, cu precădere în zonele intertropicale. Stăpânind această mare cantitate de energie calorică printr-o serie de circuite de preluare și transfer (evaporare, încălzirea bazei atmosferei, generarea curenților calzi și reci), oceanul reglează în permanență clima și întregul mediu de viață terestru, fiind învelișul principal în menținerea sistemului nostru planetar, dependent, totodată, de starea celorlalte învelișuri.

Caracterele fizice ale apei marine prezintă diferențieri zonale, ceea ce impune tendința continuă de echilibrare a temperaturilor și a densităților și, ca urmare, o dinamică neîntreruptă, prinsă într-un circuit global. Parametrii fizici principali, care constituie cauza acestui mecanism, se referă la: temperatură, densitate, presiune, căldura latentă (de evaporare), căldura de fuziune (topire a gheții) etc.

Circulația generală de la suprafața maselor oceanice este determinată de acești parametri fizici, la care se adaugă acțiunea vânturilor. Vântul constituie veriga de transfer a energiei de la învelișul gazos spre cel de apă, prin cedarea spre ocean a unei părți din energia sa cinetică, determinând formarea de valuri și curenți. Deplasarea maselor de apă este direcționată, ca și în cazul mișcării aerului, de gravitație și de forța Coriolis (fig. 45). Deplasarea zonală devine dominantă: de la est spre vest la latitudini mici (impusă de alizee) și de la vest spre est pentru latitudinile medii (în legătură cu vânturile de vest).

Pe ansamblu, curenții oceanici îmbracă forma unor mari turbioane anticiclonale și ciclonale, neavând însă o repartiție omogenă, iar viteza și volumul lor diferind de la un loc la altul. De exemplu, în părțile vestice ale oceanelor viteza este mai mare și lățimea curenților mai mică. Viteza medie este de 2–2,5 m/s, scăzând treptat în adâncime (la 300 m sub apă, viteza se reduce la jumătate).

Sensul mișcării este identic cu cel din atmosferă, corespunzând acelor de ceas în emisfera nordică și fiind invers acestora în cea sudică. În emisfera sudică apare și un *curent circumpolar antarctic* (deriva vânturilor de vest sau *West Wind Drift*). El transportă cel mai mare volum de apă, pe o lățime de 2 100 km și cu o axă ce variază între 40^0 și 63^0 latitudine sudică.

De o parte şi de alta a Ecuatorului (între 10^0 şi 20^0), curenţii ecuatoriali se deplasează spre vest. Ei sunt separaţi de *contracurentul ecuatorial* cu adâncimi de 50–200 m. Atingând continentele, curenţii ecuatoriali se dirijează spre latitudini medii (*Kuro-Sivo*, *Golfstream*, *Curentul Australiei de Est*, *Curentul Braziliei*, *Agulhas* sau *Aiguilles* în Oc. Indian – fig. 45) şi se întorc apoi spre est, intrând în contact cu cei reci, care vin dinspre pol (*Oya-Sivo*, *Labrador*), sau cu cel *circumpolar antarctic*, în emisfera sudică. Închiderea circuitelor se face prin curenţi cu direcţie meridiană ce curg spre Ecuator. Aceste ramuri sunt mai înguste şi, în principal, reci datorită completării lor cu apă ce urcă din adânc (*Curentul Californiei* sau al *Canarelor*, cele din deriva vestică: *Humboldt*, curentul *Benguelei*). Excepţie fac *Curentul Australiei de Vest* şi *Curentul Mentor*, care însoţeşte *Curentul Humboldt*.

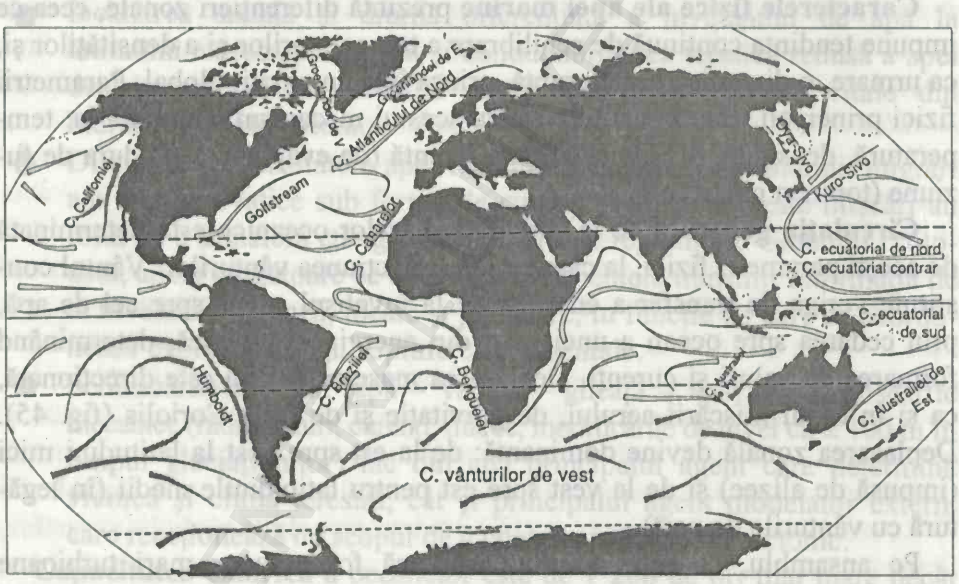


Fig. 45. Curenţii oceanici (în timpul verii, din emisfera nordică).

Totodată, forma şi extinderea oceanelor şi a continentelor introduc variaţii locale, ce se referă la intervenţia musonilor în Oceanul Indian, prelungirea *Curentului Golfului* spre Oceanul Arctic, prin *Curentul Atlanticului de Nord*, vârtejurile cu diametre de 300–500 km, ale *Curentului Australiei de Est* etc.

9.5.1. Cuplul ocean – atmosferă

Între ocean şi atmosferă se formează un cuplaj intim, orientat în ambele sensuri, dar în care rolul de control şi reglaj îl deţine, preponderent, apa. Aceasta, deoarece ea are calitatea de a prelua şi înmagazina căldura solară, pe care o redistribuie inclusiv învelişului gazos, care va răspunde prin mişcare (vânt) la aportul caloric. Totodată, vântul devine un element esenţial în formarea şi deplasarea curenţilor oceanici, ajutând la redistribuirea căldurii la nivel planetar.

Sistemul ocean – atmosferă include şi gheţarii (ca rezerve ale hidrosferei), cu o influenţă majoră asupra apariţiei şi dispariţiei perioadelor glaciare şi a mişcărilor eustatice.

Mecanismele acestei întrepătrunderi funcţionale între ocean şi atmosferă sunt extrem de complexe şi încă puţin cunoscute la scară globală. Sigur este faptul că procesele atmosferice, în special cele din troposferă, deci implicit clima terestră, sunt reglate prin intermediul oceanului, dar influenţează la rândul lor desfăşurarea şi viteza curenţilor de apă.

Dependenţa mai uşor sesizabilă a atmosferei de ocean provine din faptul că acesta se încălzeşte numai la suprafaţă (iar transferul caloric spre adânc este lent şi redus), în timp ce atmosfera primeşte căldura de la baza sa, de la ocean, fapt ce determină o puternică mişcare de convecţie ce îi afectează aproape întreaga masă. Pe această cale se impune *controlul exercitat de ocean* asupra încălzirii bazei atmosferei şi, implicit, asupra tuturor fenomenelor ce au loc aici. Totodată, schimbările în compoziţia atmosferei, cu rol în apariţia efectului de seră, se reflectă la nivelul Oceanului Planetar în primul rând prin creşterea nivelului său, prin intensificarea şi frecvenţa sporită a uraganelor (care se vor deplasa tot mai mult spre nord, datorită încălzirii masei oceanice), a furtunilor de toamnă şi iarnă de la latitudini medii, prin dispariţia unor curenţi oceanici şi implicit a diminuării vânturilor ce le corespundeau, prin apariţia fenomenului El Niño, cu efecte globale etc. Creşterea nivelului oceanic se face cu 1–2 mm/anual, acesta ridicându-se deja în ultimele decenii cu 15 cm, iar până în anul 2030, experţii americani (CO_2 Project, 1996) preconizează o creştere cu încă 18 cm, pentru ca până în 2100 să se estimeze o ridicare de peste 1 m.

În decursul evoluţiei planetei, cuplajul celor două învelişuri a condus la realizarea unui mediu propice vieţii şi la modelarea complexă a suprafeţei terestre. Acest lucru a devenit posibil datorită legăturilor în *circuite interdependente* dintre cele două învelişuri, care se autoreglează în funcţie de schimbările din sfera condiţiilor iniţiale, şi nu de simple legături liniare de

tip cauză – efect. Circuitele de materie şi energie între ocean şi atmosferă au impus un echilibru dinamic global, diversificat în plan local şi regional.

În studiul circuitului energetic dintre ocean şi atmosferă devin definitorii *trei parametri*: conţinutul atmosferei în vapori de apă, viteza vânturilor şi înălţimea valurilor (fig. 46.1, 2 şi 3). Cercetările în această direcţie au început în 1978, pe baza datelor înregistrate de satelitul *Seasat* (lansat de N.A.S.A.), care acoperă 95% din suprafaţa oceanelor lumii, la fiecare 36 de ore, fiind echipat cu altimetru radar şi cu radiometre care operează în domeniul frecvenţelor radio de tip S.M.M.R. (Scanning Multifrequency Microwave Radiometer).

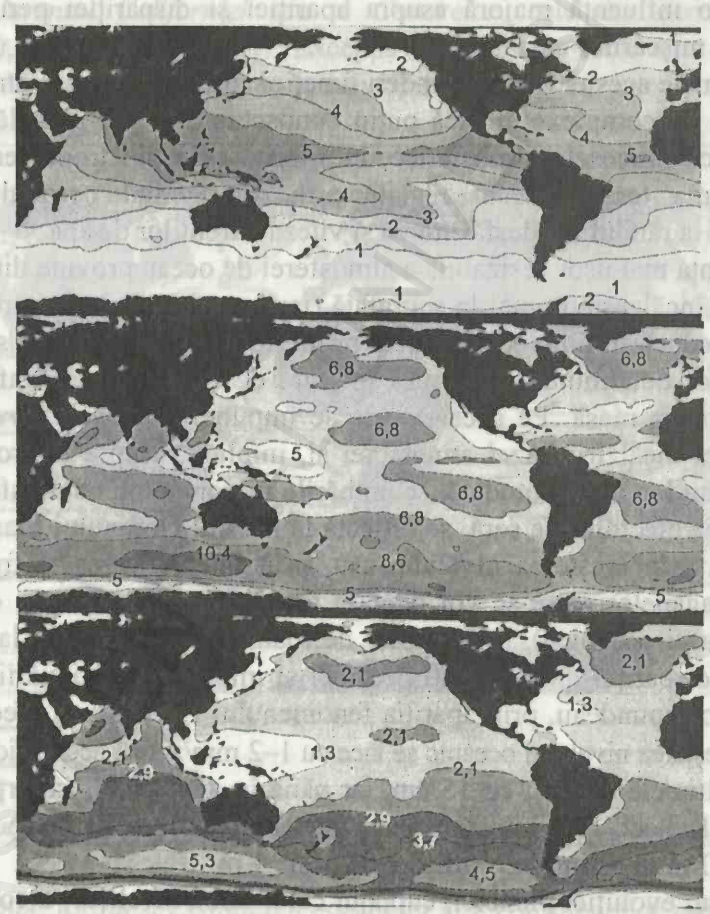


Fig. 46. 1, 2, 3. Repartiţia globală a trei parametri ce definesc circuitul energetic dintre ocean şi atmosferă: (1) conţinutul atmosferei în vapori de apă (g/cm^2); (2) viteza vântului (m/s); (3) înălţimea valurilor (m) în timpul iernii din emisfera sudică (după J.P.L./N.A.S.A.).

Conținutul în vapori de apă al atmosferei (fig. 46.1) este maxim la tropice, dar și în Antarctida (prin sublimarea gheții). Pe de altă parte, repartiția inegală în timp și spațiu a acestui conținut indică mersul diferențelor de presiune, impunând cicloni și anticicloni, vânturi și întreaga circulație a atmosferei la nivel troposferic. Prin procesul de evaporare, formarea vaporilor de apă duce la înmagazinarea surplusului de temperatură ce va fi ulterior cedat, prin precipitare, regiunilor mai reci.

Harta **vitezei vânturilor** (fig. 46.2) arată maxime în nordul continentului antarctic, iar harta **înălțimii valurilor** surprinde aspectul global al schimbului de energie între vânt și apă (fig. 46.3), măsurătorile fiind făcute cu o precizie de 5 cm. Sub aspectul mediei, în vestul Pacificului și al Oceanului Atlantic, înălțimea valurilor rămâne sub 1,5 m, în timp ce la SV de Australia, acestea ating până la 5,5 m (în perioada de iarnă).

Interdependența ocean – atmosferă poate fi urmărită și în sens *evolutiv*. Inițial, s-a format o atmosferă primară, ca rezultat al degazeificării elementelor volatile din scoarță (acum cca 3,5 mld. ani). În condițiile în care temperatura, la suprafața Pământului, era foarte ridicată, nu exista încă apa sub formă lichidă, iar suprafața fierbinte a Terrei avea controlul asupra compoziției atmosferei. Aceasta conținea predominant dioxid de carbon și vapori de apă. O dată cu scăderea temperaturilor și solidificarea scoarței, vaporii de apă au precipitat (circuitul precipitare – evaporare fiind atunci cu mult mai intens comparativ cu cel actual), formându-se oceanele și, ulterior, calotele polare. A scăzut astfel substanțial proporția apei în atmosferă, dar s-au acumulat oxidul de carbon, metanul, azotul, amoniacul. Sub acțiunea radiațiilor ultraviolete ale Soarelui, în straturile superioare ale atmosferei terestre se refăcea continuu cota de hidrogen prin descompunerea fotochimică a apei. Hidrogenul liber se volatiliza, iar oxigenul oxida amoniacul până la azot molecular și transforma hidrocarburile în diferite combinații organice cu oxigen. Produșii finali ai tuturor oxidărilor erau oxidul și dioxidul de carbon. Oxigenul apărut prin fotoliza apei reacționa nu numai cu amoniacul și hidrocarburile, ci și cu hidrogenul sulfurat și metalele, ceea ce făcea ca el să nu poată rămâne liber în cantități suficiente, fiind continuu absorbit de rocile nesaturate ale scoarței.

Prin apariția noului înveliș fluid, s-a născut și un mecanism dinamic nou care a schimbat compoziția atmosferei inițiale și întregul mediu de la suprafața Terrei. Oceanul a preluat gazul carbonic din atmosferă (prin intermediul ploilor), fixându-l în sedimentele sale (carbonați).

În „supa primordială", bogată în elemente chimice, s-au format molecule organice (în urma procesului numit *fermentație,* sub acțiunea ultra-

violetelor[18]). Toţi fermenţii sunt proteine sau proteide, iar posibilitatea sintetizării lor din compuşi simpli ai mediului a constituit un pas determinant în apariţia prebionţilor, şi anume a cuacervatelor. Viaţa a apărut sub forma dualităţii nucleotide – proteine şi s-a perfecţionat ulterior sub forma organismelor eucariote cu dualitate nucleu – citoplasmă.

Din cauza înmulţirii organismelor primare, oceanul primordial a sărăcit treptat în substanţe nutritive, iar evoluţia a trebuit să facă saltul spre un alt mod de sintetizare a energiei, şi anume prin *fotosinteză.* Astfel au apărut primele organisme *fotosintetizatoare.* Urme ale acestui proces s-au păstrat în sedimentele de acum cca 2,7 mld. ani. Apariţia vieţii în ocean şi menţinerea ei prin procesul de fotosinteză a dus la modificarea compoziţiei atmosferei iniţiale prin îmbogăţirea ei în oxigen. Formarea stratului de ozon stratosferic a fost următoarea etapă în evoluţia mediului, prin crearea condiţiilor favorabile dezvoltării vieţii pe uscat.

În concluzie, eliminarea iniţială a unei părţi a dioxidului de carbon din atmosferă a blocat efectul de seră, permiţând răcirea uscatului şi acumularea apei în ocean, ceea ce a schimbat evoluţia Terrei, comparativ cu a celorlalte planete telurice.

S-a creat un bilanţ caloric favorabil vieţii care a fost menţinut în echilibru dinamic cel puţin 420 mil. ani, de când a apărut viaţa pe uscat şi până în etapa industrializării. Datele înregistrate după 1958 indică o creştere sensibilă a dioxidului de carbon în atmosferă (de la 315 părţi per milion în 1958, la 338 părţi per milion în 1980) şi o încălzire globală după 1965 cu peste 1^0C şi de peste $2,5^0$C deasupra Polului Sud (anul 1997 fiind cel mai cald an din istoria înregistrării datelor climatice).

Oceanul nu numai că reglează clima terestră, menţinând-o în echilibru, dar este şi iniţiatorul *modificărilor ei în timp,* ca reacţie faţă de schimbarea condiţiilor din sistem. Apariţia şi dispariţia gheţarilor, de exemplu, trece prin filtrul cuplajului ocean – atmosferă, prin modificarea circulaţiei curenţilor oceanici. Astfel, dispariţia unor curenţi oceanici calzi, pe fondul încălzirii globale a climei, poate genera răciri locale, aşa cum a fost cazul dispariţiei Curentului Nord-Atlantic în timpul ultimei glaciaţiuni şi a Younger Dryasului (acum 11 500 ani în urmă şi până acum 10 700 ani).

Un posibil mod de a opri curentul ce încălzeşte Europa este de a „inunda" suprafaţa Oceanului Atlantic cu o cantitate mare de apă dulce, provenită din topirea gheţurilor, din precipitaţii abundente datorate încăl-

[18] Funcţionarea organismelor vii implică desfăşurarea rapidă a unor multiple reacţii chimice mediate de fermenţi şi de transfer energetic cu ajutorul cofermenţilor.

zirii climatice, sau printr-un număr crescut de iceberguri, care să blocheze procesul de evaporație. Acest lucru ar diminua salinitatea apei oceanice, iar apele răcite ale curentului nu ar mai coborî sub propria lor greutate spre adânc, atrăgând astfel masele de apă caldă din zona tropicală. Curentul s-ar opri de la sine (așa cum o demonstrează curenții hidraulici produși în laboratoare), iar Europa ar intra într-o nouă etapă glaciară.

Totodată, se remarcă o interdependență între apariția unor perioade glaciare, datorate schimbării compoziției atmosferei și tectonicii globale, manifestată prin creșterea/descreșterea bazinelor oceanice (ciclul Wilson – vezi 9.2.). Aceasta deoarece rifturile oceanice mediane sunt în același timp și sursa principală a emanațiilor de dioxid de carbon în atmosferă. Din această perspectivă, faza de deschidere și expansiune a fundului oceanic (ex. Oceanul Atlantic), reprezintă, totodată, faza în care emisiile de CO_2 în atmosferă, ca urmare a unei intense activități vulcanice, sunt maxime, determinând prin efectul de seră o încălzire a climei (Maruyama, 1994). Etapa de închidere a riftului și de dispariție completă a fundului oceanic prin subducție reprezintă etapa cu aport minim de CO_2 în atmosferă, ducând la o răcire globală și la instaurarea unei ere glaciare la sfârșitul ciclului Wilson.

Un exemplu în ceea ce privește reglarea pe termen scurt a climei în raport cu masa oceanică, este fenomenul natural din sudul Oceanului Pacific, numit **El Niño**, a cărui apariție ciclică, la un interval de aproximativ 3–4 ani, nu este încă pe deplin explicată.

Teoriile recente implică prezența unor curenți calzi ecuatoriali, de talie planetară, ce se formează sub suprafața apei. Timpul necesar pentru a înconjura bazinul Oceanului Pacific reprezintă unul dintre factorii care determină apariția acestor anomalii climatice. Lățimea mai redusă a oceanelor Atlantic și Indian face ca ele să fie traversate de către undele ecuatoriale într-un timp mult mai scurt, permițând o adaptare rapidă a apei la schimbarea de intensitate a vântului. Totodată, oceanele Atlantic și Indian simt mult mai pregnant influența sezonieră a maselor de uscat limitrofe, Oceanul Indian fiind influențat, în particular, și de prezența musonilor.

În schimb, variația vântului în Oceanul Pacific duce la formarea unor curenți ce necesită un timp îndelungat pentru a traversa acest bazin, astfel încât Pacificul prezintă o adaptare mai lentă la variația vântului. Rezultatul se manifestă în apariția, cu o ciclicitate neregulată, a unor temperaturi

neobişnuit de coborâte sau ridicate, ce persistă până la 12–18 luni la suprafaţa oceanului (tabelul 5).

Tabelul 5. Ani cu o temperatură neobişnuit de ridicată (El Niño) sau de coborâtă (La Niña) a suprafeţei Oceanului Pacific (1900–1998)

El Niño	La Niña
1902–1903	1904–1905
1905–1906	1908–1909
1911–1912	1910–1911
1914–1915	1916–1917
1918–1919	1924–1925
1923–1924	1928–1929
1925–1926	1938–1939
1930–1931	1950–1951
1932–1933	1955–1956
1939–1940	1964–1965
1941–1942	1970–1971
1951–1952	1973–1974
1953–1954	1988–1989
1957–1958	1995–1996
1965–1966	
1969–1970	
1972–1973	
1976–1977	
1982–1983	
1986–1987	
1991–1992	
1994–1995	
1997–1998	

El Niño („micuţul", „copilul", în limba spaniolă) este un curent cald, cu un *maxim în perioada Crăciunului* şi o persistenţă până în *aprilie* sau *mai*. El a fost denumit astfel de către pescarii peruani în secolul al XVII-lea, când aceştia au constatat o neobişnuită încălzire a apelor Pacificului în preajma Crăciunului, fapt ce a determinat dispariţia peştilor din zona de ţărm.

Reversul acestui fenomen este *La Niña*, caracterizat prin temperaturi neobişnuit de scăzute, comparativ cu cele determinate de El Niño, ale suprafeţei Oceanului Pacific în sectorul ecuatorial. La Niña mai poartă uneori şi denumirea de *El Viejo*, iar consecinţele climatice impuse tind să fie opuse celor cauzate de El Niño. Printre altele, cercetătorii americani presupun că El Niño împiedică producerea ciclonilor tropicali şi a uraganelor în Oceanul Atlantic, în timp ce La Niña favorizează acest lucru.

În mod normal, în sudul Oceanului Pacific se înregistrează o diferenţă pregnantă de temperatură între partea vestică şi cea estică (mai rece datorită curentului Humboldt), diferenţă care accentuează prezenţa vânturilor. Alizeele împing masa de apă caldă de la suprafaţa Pacificului spre vest, astfel încât, în lungul ţărmului sud-american, poate urca continuu apă rece din adânc, alimentând curentul Humboldt. În Asia şi Australia cad ploi abundente, coasta Americii de Sud rămânând în schimb uscată (fig. 47.1 şi 2).

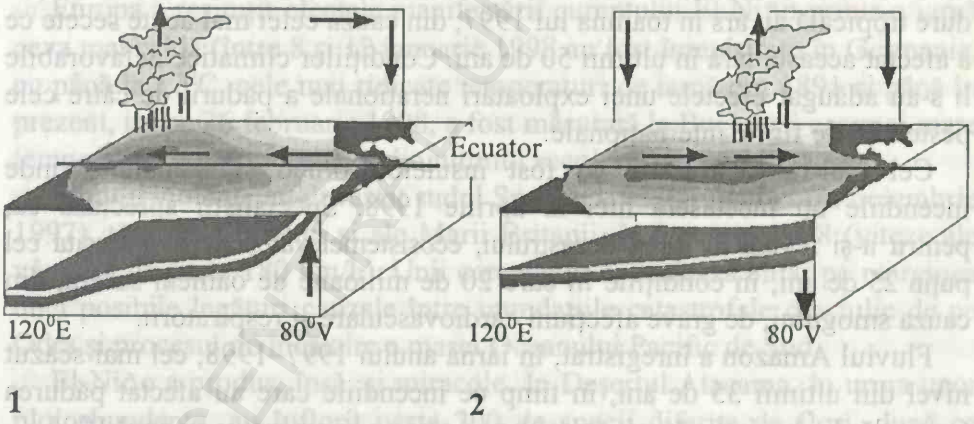


Fig. 47. 1 şi 2. Situaţia din Oceanul Pacific în condiţii normale (1) şi în cazul producerii fenomenului El Niño (2).

Încălzirea de către curenţii naturali a masei oceanice din dreptul coastei Americii de Sud determină periodic o diminuare a intensităţii alizeelor. Prin lipsa vântului, apa încălzită de Soare nu mai este transportată spre vestul Oceanului Pacific şi, în consecinţă, apa mai rece din adânc nu mai poate urca spre suprafaţă.

Omogenizarea temperaturilor din Pacific duce la încetarea, uneori completă, a vântului. Masele de aer cald şi umed provoacă averse violente pe coasta Americii de Sud, în timp ce în Asia şi Australia se înregistrează secete extreme.

El Niño degajă o energie comparabilă cu cea a 3 000 de centrale atomice, având consecinţe ecologice şi economico-sociale catastrofale pentru emisfera sudică, dar şi repercusiuni la nivelul climei întregului Glob. Australia, Malaysia, Africa de Sud şi Brazilia suferă de secete prelungi; Patagonia (Chile şi Argentina), Perú, America Centrală, Mexic şi California se confruntă cu ploi violente, în timp ce valuri de căldură se revarsă asupra Indiei, Asiei de SE, vestului S.U.A. şi a Argentinei.

Anul 1997 a înregistrat cel mai puternic fenomen El Niño cunoscut până în prezent. Încă din primăvară, apa Pacificului de est s-a încălzit cu peste 5^0C, iar în noiembrie temperatura depăşea 30^0C în faţa coastelor Perú-ului.

Consecinţele au fost dramatice: incendiile au pustiit California şi Australia (cele din decembrie 1997 fiind extrem de violente, depăşind ca intensitate pe cele din 1983 şi 1994), dar mai ales Indonezia, unde peste 1,7 mil. ha de pădure tropicală au ars în toamna lui 1997, din cauza celei mai acute secete ce a afectat această ţară în ultimii 50 de ani. Condiţiilor climatice nefavorabile li s-au adăugat efectele unei exploatări neraţionale a pădurii de către cele peste 176 de firme internaţionale.

Cel mai grav afectate au fost insulele Borneo şi Sumatera, unde incendiile nu încetaseră nici în aprilie 1998. Specialiştii apreciază că, pentru a-şi reveni în urma dezastrului, ecosistemele afectate ar necesita cel puţin 25 de ani, în condiţiile în care 20 de milioane de oameni suferă, din cauza smogului, de grave afecţiuni cardiovasculare şi respiratorii.

Fluviul Amazon a înregistrat, în iarna anului 1997–1998, cel mai scăzut nivel din ultimii 35 de ani, în timp ce incendiile care au afectat pădurea tropicală din bazinul său au crescut cu o treime comparativ cu anul 1996.

La mijlocul lunii octombrie 1997, Mexicul a fost devastat de uraganul Pauline (350 km/h), care a provocat peste 400 de morţi, iar în decembrie, după 116 ani, furtuni de zăpadă şi vânturi puternice au paralizat aici traficul rutier, izolând numeroase localităţi.

Nordul Perú-ului şi Chile au fost afectate de inundaţii, începând cu noiembrie 1997, dar mai ales din a doua jumătate a lunii decembrie. Până la mijlocul lunii februarie 1998, peste 230 000 de oameni au avut de suferit în Perú în urma inundaţiilor, iar, pe 3 martie 1998, un puternic torent

noroios, urmat de inundații catastrofale, a afectat în mod dramatic viața a peste 30 000 de oameni.

Africa a suferit, în afară de inundații sau secete severe (ce au cauzat doar în nordul continentului moartea a peste 2 000 de oameni), de o adevărată explozie a unor epidemii de boli tropicale, favorizate de temperaturile extreme (acestea au infestat, de exemplu, 89 000 de oameni din Somalia și Kenya).

În februarie 1998, în urma furtunilor, a inundațiilor și a alunecărilor masive de teren ce s-au produs în California, mai mult de nouă persoane și-au pierdut viața, pagubele materiale ridicându-se la mai multe milioane de USD. Pe coasta de sud-est a Statelor Unite ale Americii, tornade violente au cauzat, pe 23 februarie 1998, 43 de victime.

Rio de Janeiro a cunoscut cea mai ridicată temperatură de iarnă din 1922 și până în prezent (42^0C), iar inundațiile din 9 ianuarie 1998 au provocat aici moartea a cel puțin patru persoane.

Specialiștii americani de la Universitatea din South Carolina au atras atenția în repetate rânduri asupra pericolului morții coralilor din Marea Caraibilor, extrem de sensibili la creșterea temperaturii Oceanului Planetar.

Europa a resimțit efectele manifestării curentului El Niño printr-o iarnă ceva mai caldă (între 8 și 12 ianuarie 1998 au fost înregistrate în Germania, cu până la 17^0C, cele mai ridicate temperaturi de iarnă din 1891 și până în prezent, iar pe 26 februarie 1998, a fost măsurată la București cea mai mare temperatură a lunii februarie din ultimul secol, respectiv 22^0C).

Furtuni violente au devastat sudul Spaniei și al Portugaliei (în noiembrie 1997), țărmurile Franței și ale Marii Britanii, în ianuarie 1998 (viteze ale vântului de peste 180 km/h). Unii cercetători speculează chiar pe marginea unei posibile legături cauzale între inundațiile catastrofale din iulie de pe Odra și procesul de încălzire a masei Oceanului Pacific de Sud.

El Niño a produs, însă, și miracole. În Deșertul Atacama, în urma unor ploi abundente, au înflorit peste 200 de specii diferite de flori, după ce semințele lor fuseseră îngropate în nisip timp de sute de ani.

Deși este un fenomen natural, El Niño poate fi influențat prin efectul de seră, ce va determina intensificarea și creșterea frecvenței sale de apariție în următorii 15–100 de ani, când se vor resimți propriu-zis efectele încălzirii globale actuale. Dacă nu se va lua nici o măsură în sensul diminuării poluării atmosferei, specialiștii apreciază instaurarea unui El Niño permanent spre mijlocul anilor 2050.

9.6. Sistemul Pământ – Lună

9.6.1. Caractere generale

Luna este singurul satelit natural al Terrei.

În Antichitatea romană, Luna (denumire latină) a fost apreciată ca simbol al zeiței luminii – Diana, iar la greci o reprezenta pe zeița Selena. La romani, când Apollo a fost identificat cu Helios (Soarele), Artemis, sora acestuia, era asociată Lunii.

Importanța Lunii pentru viață este hotărâtoare, nu numai prin *mareele* ce au dus la frânarea mișcării de rotație a Pământului, ci mai ales prin *menținerea unei oscilații extrem de reduse a oblicității Terrei* (de doar câteva fracțiuni de grad, comparativ cu Marte, unde ea este de ordinul gradelor) și astfel a unui *climat stabil*. De exemplu, o oscilație de un singur grad a înclinării axei de rotație a Pământului poate genera o nouă eră glaciară (Milankovici, 1941).

Raza medie a orbitei lunare este de 384 402 km, iar la *perigeu* (punctul cel mai apropiat de Terra) atinge 363 300 km. La *apogeu* (punctul cel mai îndepărtat de Pământ) se găsește la 405 508 km. **Diametrul** lunar ecuatorial este de 3 480 km, satelitul având o **densitate medie** de 3,34 g/cm^3. **Masa** Lunii atinge 7,35 • 10^{22} kg, respectiv 1,23% din cea a Pământului.

Accelerația gravitațională la suprafață este de 162 cm/s^2, fiind foarte redusă comparativ cu cea a Terrei, care este de 981 cm/s^2 (60 kg pe Pământ devin 10 kg pe Lună). **Suprafața** satelitului este de 3,79 • 10^7 km^2 (0,07 din cea terestră), iar **volumul** său de 2,2 • 10^{19} m^3 (0,02 din cel terestru). **Albedoul** este redus, de 0,07.

9.6.2. Ipoteze asupra originii Lunii

Există multe *ipoteze privind formarea* satelitului, care pot fi grupate în *patru* mari categorii, devenite clasice: ipoteza desprinderii din Pământ, a captării, a acreției și a unui impact de dimensiuni gigantice (ipoteză care nu poate fi dovedită ca fiind fizic posibilă). Celelalte două au și ele o probabilitate extrem de redusă. Practic, nici una dintre ipotezele formulate nu explică în mod satisfăcător prezența Lunii alături de Terra, acest lucru rămânând în continuare un mister.

a. **Ipoteza desprinderii din Pământ** a fost formulată în 1879 de George Darwin (cel de-al doilea fiu din cei zece ai celebrului Charles Darwin) și a fost preluată ulterior de Wise (1960) și Keefe (1960–1970). Ea pornește de la ideea că, la începutul formării sale, Terra se rotea extrem de repede (cu o perioadă de 2–3 ore), ceea ce a dus la apariția în sectorul ecuatorial a unei proeminențe. Aceasta a devenit instabilă și s-a desprins. Teoria desprinderii

din Pământ poate explica diferențierile chimice dintre cele două corpuri cerești, dar nu și problemele de dinamică. Conform legii conservării momentului cinetic, viteza de rotație a sistemului Pământ – Lună (sistem care cuprinde mișcarea de rotație a Terrei și cea de revoluție a Lunii) ar fi trebuit să fie mult mai mare decât este în prezent.

b. **Ipoteza captării** (Cloud, 1968) presupune formarea Lunii în sectorul asteroizilor. Acum cca 3,9 mld. ani, distanța dintre cele două corpuri a devenit suficient de mică pentru ca satelitul să poată fi captat. Probabilitatea unui astfel de scenariu este însă extrem de redusă. Trecerea de la o orbită inițială heliocentrică, de formă parabolică (relativ la Terra), la cea geocentrică, eliptică, actuală necesită o frânare extraordinară a vitezei de deplasare pe orbită a Lunii. Faptul implică formarea unui ocean lunar de magmă, datorat unor maree cu amplitudini de peste 200 km.

În 1990, cercetătorii americani Malcuit, Mehringer și Winters au demonstrat prin intermediul unor programe de simulare că, în anumite condiții orbitale (perioada de rotație a Terrei de 10–13 ore, axa semi-mare a orbitei planetoidului de 0,976 ua, iar excentricitatea de 1%, energie totală negativă a planetoidului pe orbita geocentrică etc.), o astfel de captare gravitațională ar putea fi posibilă (Malcuit, David, Ronald, 1992).

c. Ipoteza formării *concomitente* a celor două corpuri prin **procesul de acreție** nu poate explica diferențierea chimică mare, în special de ce Luna prezintă un conținut mult mai scăzut în fier (10% din masa lunară) și elemente ușoare (Na, K cu 0,07%) comparativ cu Pământul.

d. O a patra ipoteză a câștigat un mare interes cu ocazia conferinței ținută în Hawaii, în 1984. Aici a fost revitalizată ideea mai veche a apariției Lunii ca urmare a unui **impact meteoritic** extrem de violent ce ar fi avut loc în perioada de început a evoluției Pământului (idee formulată inițial în 1946 de geologul Daly și susținută ulterior, în 1975, de americanii Hartmann și Davis). Această ipoteză pleacă de la ideea unei rotiri inițiale mai lente a Terrei, doar ca urmare a energiei acumulate prin acreție. Coliziunea cu un corp de dimensiuni planetare ar fi accelerat perioada de rotație a planetei.

Totodată, această ipoteză explică prezența unui ocean inițial de magmă care a dus la structurarea învelișurilor lunare și la formarea ulterioară, în mod simultan, atât a bazinelor, cât și a continentelor pe satelitul Pământului (vezi 9.6.4.). Alte teorii susțin însă apariția bazinelor lunare în urma impacturilor meteoritice suferite și a umplerii depresiunilor create cu lavă bazaltică.

9.6.3. Mişcările Lunii

Acestea sunt foarte complicate, deoarece ele suferă atât atracţia exercitată de Pământ, cât şi pe cea a Soarelui şi a celorlalte planete. Dacă Soarele nu ar fi existat, iar Terra ar fi fost o sferă din materie omogenă, atunci orbita lunară ar fi descris o elipsă perfectă. Ea are însă o formă aproximativ *eliptică* (fig. 48), cu o excentricitate de 0,054, fiind înclinată cu cca 5^0 faţă de ecliptică (suferă o oscilaţie între 5^0 şi $5^018'$ într-un interval de 173 de zile). În timpul unei singure revoluţii, Luna se va afla în planul eclipticii numai în două puncte, numite **noduri**. Linia de intersecţie a celor două planuri poartă numele de **linia nodurilor lunare** (NN' – fig. 48). Această linie nu este fixă, ci suferă o mişcare retrogradă cu revenire în punctul de plecare după 18 ani şi 8 luni.

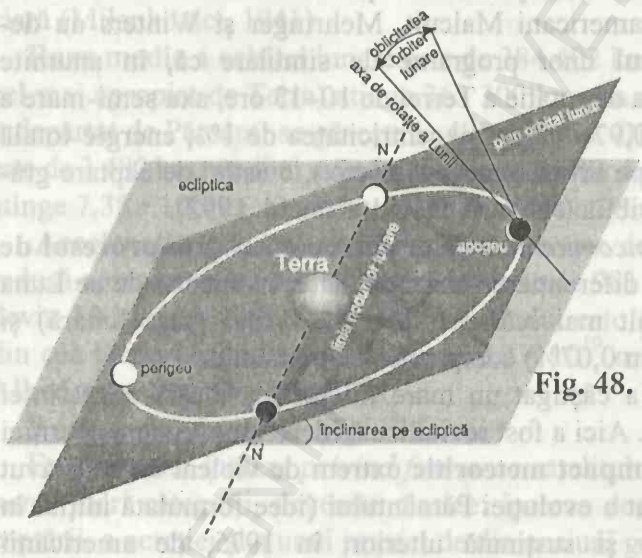


Fig. 48. Orbita Lunii şi înclinarea ei faţă de ecliptică (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Viteza medie pe orbită este de 1,02 km/s. Ca urmare, perioada de **revoluţie siderală** (intervalul de timp dintre două conjuncţii consecutive în funcţie de o stea fixă) este de 27,3 zile, iar **revoluţia sinodică** (intervalul de timp scurs între două conjuncţii succesive ale Pământului, Lunii şi Soarelui) este de 29,5 zile (fig. 49). Diferenţa dintre cele două situaţii este explicabilă ţinând cont de mişcarea de revoluţie a Terrei, ceea ce face ca repetarea fazei Lunii în raport de Soare să se realizeze într-un interval de timp mai lung cu cca 2,2 zile.

Luna are o mişcare de rotaţie egală ca durată cu revoluţia siderală, ceea ce face ca ea să prezinte mereu aceeaşi faţă spre Pământ. Planul ecuatorial al satelitului este înclinat faţă de cel orbital cu $6^031'–6^049'$, determinând ca

axa de rotație să sufere balansări (numite **librații**) atât în sens longitudinal, cât și latitudinal (fig. 50). La aceasta se adaugă mișcarea de rotație a Terrei, ceea ce face ca suprafața lunară vizibilă de pe Pământ să depășească 50% (fiind de 59%).

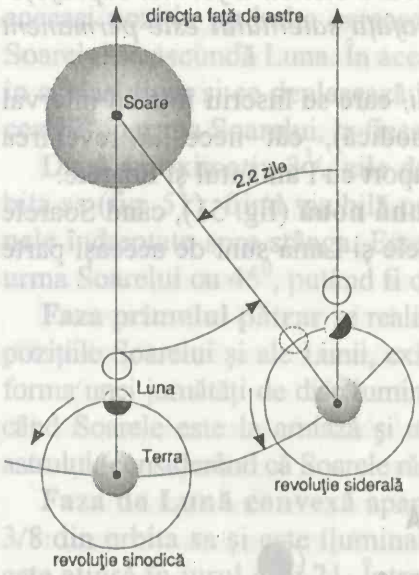


Fig. 49. Diferența dintre revoluția sinodică și cea siderală a Lunii (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

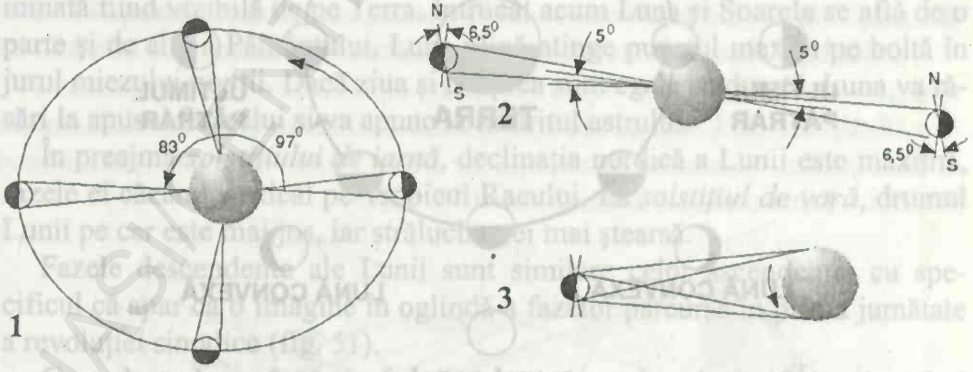


Fig. 50. 1, 2, 3. Librații longitudinale (1), latitudinale (2) și zilnice (3); fac ca imaginea Lunii să difere de la seară la dimineață (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

9.6.3.1. Fazele Lunii

Luna realizează o mişcare de revoluţie în jurul Pământului, care, la rândul său, descrie o orbită eliptică în jurul Soarelui. Ca urmare, cele trei corpuri cereşti se vor situa periodic în poziţii diferite, care se vor reflecta pentru un observator terestru într-o *modificare ciclică a formei suprafeţei luminate a Lunii (deşi jumătate din suprafaţa satelitului este permanent luminată de razele Soarelui).*

Aceste modificări formează *fazele Lunii,* care se înscriu într-un interval aproximativ de 29,5 zile (revoluţia sinodică), cât necesită revenirea satelitului pe orbita sa în acelaşi punct în raport cu Pământul şi Soarele.

Revoluţia sinodică începe cu faza de **Lună nouă** (fig. 51), când Soarele şi Luna sunt în conjuncţie (deci când Soarele şi Luna sunt de aceeaşi parte a Pământului – fig. 53).

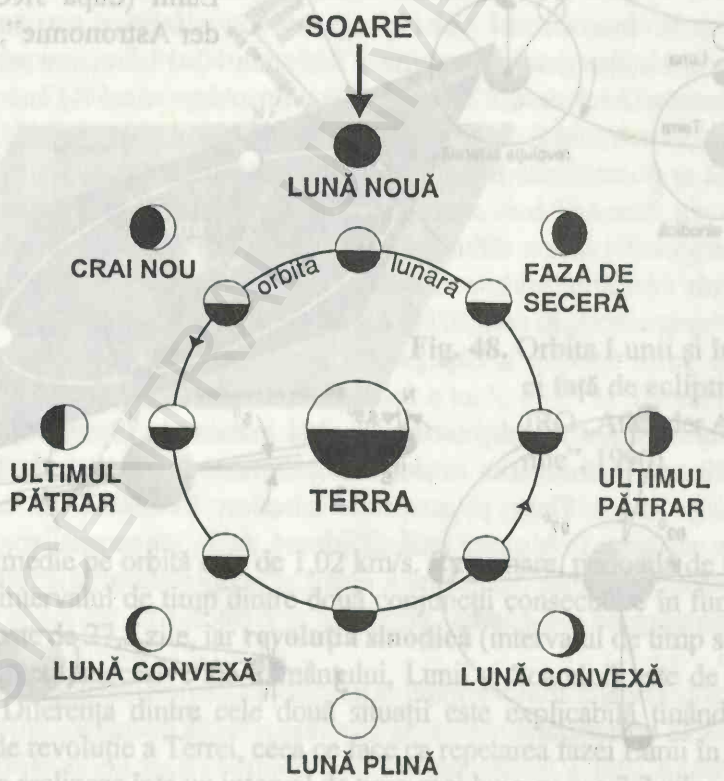


Fig. 51. Fazele Lunii care corespund unei revoluţii sinodice.

Deoarece jumătatea iluminată a Lunii se află în întregime pe partea invizibilă de pe Pământ, Luna pare complet întunecată observatorului terestru, cu excepția unei ușoare licăriri de lumină reflectată pe ea de către planetă. Există și un al doilea motiv pentru care satelitul nu poate fi observat în faza de Lună nouă, și anume faptul că Soarele și Luna sunt relativ în aceeași poziție pe bolta cerească, ceea ce face ca strălucirea puternică a Soarelui să ascundă Luna. În această fază Soarele și Luna răsar aproximativ în același timp și se deplasează împreună pe boltă, Luna rămânând însă cu cca 12^0 în urma Soarelui, la fiecare 24 de ore.

După aproximativ $3^3/_4$ zile de la conjuncție, Luna a parcurs 1/8 din orbita sa (fig. 51), fiind vizibilă pe cer sub forma unui corn subțire cu coarnele îndreptate spre stânga. Este faza de **Crai nou**, când Luna a rămas în urma Soarelui cu 45^0, putând fi observată după apusul astrului.

Faza primului pătrar se realizează după aproximativ $7^1/_2$ zile, când, între pozițiile Soarelui și ale Lunii, există o diferență de 90^0, satelitul apărând sub forma unei jumătăți de disc luminos (fig. 51). Luna răsare acum în momentul când Soarele este la amiază și atinge punctul culminant pe boltă la apusul astrului (considerând că Soarele răsare la ora 6 și apune la ora 18).

Faza de Lună convexă apare după $11^1/_4$ zile, când satelitul a parcurs 3/8 din orbita sa și este iluminat pe trei sferturi (fig. 51). Poziția maximă este atinsă în jurul orei 21. Între Soare și Lună sunt 135^0 și o diferență de 9 ore la trecerea pe la meridianul locului.

După $14^3/_4$ zile din revoluția sinodică, satelitul se găsește în opoziție cu Soarele și se află în faza de **Lună plină** (fig. 51), întreaga sa jumătate iluminată fiind vizibilă de pe Terra. Întrucât acum Luna și Soarele se află de o parte și de alta a Pământului, Luna plină atinge punctul maxim pe boltă în jurul miezului nopții. Dacă ziua și noaptea sunt egale ca durată, Luna va răsări la apusul Soarelui și va apune la răsăritul astrului.

În preajma *solstițiului de iarnă*, declinația nordică a Lunii este maximă, razele ei căzând vertical pe Tropicul Racului. La *solstițiul de vară*, drumul Lunii pe cer este mai jos, iar strălucirea ei mai ștearsă.

Fazele descendente ale Lunii sunt similare celor ascendente, cu specificul că apar ca o imagine în oglindă a fazelor parcurse în prima jumătate a revoluției sinodice (fig. 51).

Ce-a de-a doua fază de Lună convexă are loc după $18^1/_4$ zile, când între Soare și Lună există o diferență de 225^0. Luna va răsări în timpul serii (ora 21), atingând punctul maxim pe boltă în a doua jumătate a nopții.

Faza ultimului pătrar se produce după cca $21^1/_2$ zile, când între pozițiile Lunii și ale Soarelui apare o diferență de 270^0 și de 18 ore în timp. Luna va răsări la miezul nopții, atingând maximul pe boltă în orele dimineții. Va fi văzută jumătatea din stânga a discului lunar.

Faza de corn sau seceră orientată spre dreapta se realizează după $25^1/_4$ zile, când Luna va răsări în a doua jumătate a nopții și va atinge punctul maxim la câteva ore după răsăritul Soarelui, nefiind observabilă decât câteva ore înaintea zorilor.

După 29 de zile, Luna revine într-o poziție aproape coincidentă cu cea a Soarelui, iar revoluția sinodică se apropie de final.

9.6.3.2. Eclipsele

Orice corp luminat dintr-o direcție lasă în partea opusă o umbră. Dacă corpul este sferic, umbra sa va avea formă de con, ale cărui dimensiuni vor depinde de distanța față de sursă și de diametrul corpului expus luminii.

În cazul sistemului solar, corpul care luminează este Soarele, planetele și sateliții acestora formând conuri de umbră.

Când un al treilea corp trece prin conul de umbră, atunci, pe perioada traversării acestuia, *corpul care emite lumina nu va mai putea fi văzut* decât, eventual, parțial. Acest fenomen poartă numele de **eclipsă**.

Producerea eclipselor se realizează în cazurile în care cele trei corpuri se află pe aceeași direcție, ieșind în evidență două situații:

- când între Soare și satelit se interpune planeta, ca urmare satelitul intrând în conul de umbră al planetei și nemaiputând fi observat de pe aceasta;
- când între Soare și planetă se interpune satelitul, planeta intrând în conul de umbră al Lunii, Soarele apărând parțial sau total acoperit de satelit.

a. **Eclipsele de Lună** au loc atunci când satelitul intră în conul de umbră al Pământului, și anume în situația de *Lună plină*, când poziția Soare – Pământ – Lună urmează aceeași linie (fig. 52).

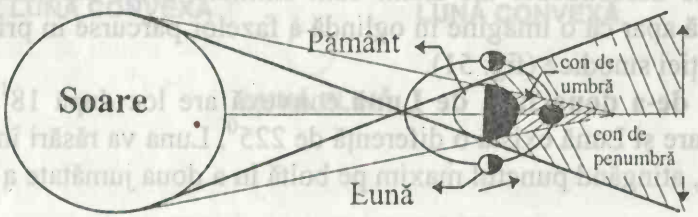


Fig. 52. Eclipsa de Lună.

Faptul că eclipsele de Lună nu au loc periodic, la fiecare cca 29 de zile, se datorează înclinării planului orbital lunar cu 5^0 pe ecliptică, unde se află axa conurilor de umbră şi penumbră. Totodată, în cursul unui an, atât distanţa Soare – Pământ, cât şi cea dintre Pământ şi Lună variază, ceea ce va conduce la o variaţie a mărimii conului de umbră.

O eclipsă se produce atunci când faza de Lună plină coincide cu o poziţie cât mai apropiată a satelitului de planul eclipticii. Momentul optim îl reprezintă *coincidenţa cu punctele nodale*, când are loc o eclipsă totală, Luna intrând complet în conul de umbră al Pământului.

În cazul producerii unei eclipse, diametrul secţiunii rezultate din intersecţia conului de umbră cu orbita Lunii este de 8 900 km (deci 2/3 din diametrul Pământului şi de 2,5 ori mai mare decât diametrul satelitului), la care se adaugă imensul spaţiu al conului de penumbră.

În cazul unei eclipse totale de Lună se pot diferenţia trei faze:

- începând cu momentul *intrării în conul de penumbră* şi până la atingerea celui de umbră (cca o oră);
- *traversarea conului de umbră*, marcată prin dispariţia discului lunar, care se mai poate distinge totuşi într-o lumină roşiatică, datorită fenomenului de reflectare în conul de umbră a razelor solare de către atmosfera terestră (aproximativ 2 ore);
- străbaterea restului *conului de penumbră* (cca o oră).

O eclipsă de Lună se poate observa la aceeaşi oră şi traversând aceleaşi faze din toate punctele de pe Glob care au Luna deasupra liniei orizontului.

b. **Eclipsele de Soare** se produc atunci când Pământul intră în conurile de umbră şi penumbră ale Lunii, în momentul de *Lună nouă* (fig. 53).

Deoarece Luna se învârte în jurul Terrei pe o orbită eliptică, distanţa dintre cele două corpuri variază de la perigeu la apogeu. De aici rezultă trei posibilităţi:

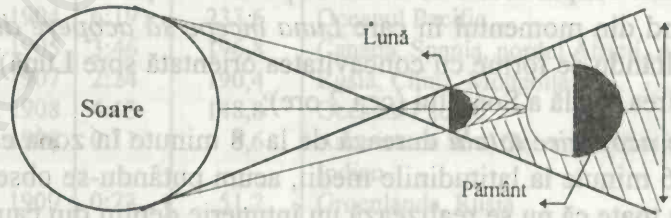


Fig. 53. Eclipsa de Soare.

- distanța Pământ – Lună este mai scurtă decât mărimea lungimii conului de umbră (condiții pentru o eclipsă totală de Soare);
- distanța Pământ – Lună corespunde cu lungimea conului de umbră, Terra trecând prin vârful conului (condiții pentru o eclipsă parțială de Soare – fig. 54.1);
- distanța Pământ – Lună este mai mare decât lungimea conului de umbră, Terra trecând prin conul de penumbră sau în prelungirea celui de umbră (condiții pentru o eclipsă inelară – fig. 54.2).

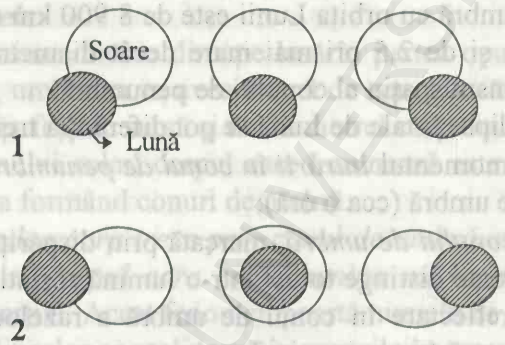


Fig. 54. 1 şi 2. Eclipsa parțială (1) şi eclipsa inelară (2).

Diametrul maxim al umbrei proiectate pe suprafața Pământului este de cca 270 km, iar cel minim de 220 km. Diametrul conului de penumbră atinge 3 500 km.

Suprafețele situate în conul de umbră (între 57 216 km^2 şi 37 994 km^2) vor cunoaşte o eclipsă totală de Soare, regiunile limitrofe, aflate în conul de penumbră, vor înregistra eclipse parțiale, iar cele din afara conurilor nu vor înregistra nici un fenomen particular.

În cazul unei eclipse totale de Soare se pot diferenția tot trei faze:

- începând din momentul în care *Luna începe să acopere discul solar* (dezvoltându-se forme cu concavitatea orientată spre Lună) şi până la acoperirea totală a Soarelui (cca 2 ore);
- faza de *acoperire totală* durează de la 8 minute în zona ecuatorială, la cca 6 minute la latitudinile medii, acum putându-se observa şi stelele, cu toate că nu se realizează un întuneric deplin din cauza luminii difuze (în cazul unei eclipse inelare, durata este de la 12 minute la Ecuator, la 10 minute la latitudinile medii);

- restrângerea treptată a suprafeței acoperite, până la revenirea la forma anterioară (cca 2 ore).

Într-un secol au loc în jur de 240 de eclipse solare. Secvența unei eclipse se repetă cu o perioadă de 223 de luni sinodice, cunoscut ca *seria* sau *ciclul saros*. Aceasta este de 18 ani, 11 zile și 8 ore, dacă perioada respectivă include patru ani bisecți sau de 18 ani, 10 zile și 8 ore, dacă ea include cinci ani bisecți.

În anul 763 î.Hr., babilonienii înregistrează cea mai veche eclipsă solară din istorie, decoperind, totodată, ciclul saros de predicție a acestora. Chinezii încep să înregistreze eclipsele solare din 720 î.Hr.

Poate cea mai celebră eclipsă a Antichității rămâne însă cea prezisă în anul 624 î.Hr. de Tales din Milet și care a avut loc la 28 mai 585, pe teritoriul Turciei de astăzi. Considerând-o un semn rău, mezii și lidienii întrerup războiul pe care îl purtau de peste cinci ani.

Tot o eclipsă totală de Soare îl ajută pe Hiparh din Niceea, în 121 î.Hr., să determine corect distanța până la Lună și dimensiunea acesteia.

În perioada 1639–3009 se vor produce în total 77 de eclipse solare, din care 40 totale (tabelul 6 redă doar segmentul 1900–2035).

Tabelul 6. Eclipse totale de Soare (1900–2035)
(după Espenak, 1987)

Data	durata maximă (min:sec)	lățimea maximă a benzii de totalitate (km)	vizibilă din
28 mai 1900	2:10	92,8	Mexic, S.U.A., Spania, nordul Africii
18 mai 1901	6:28	238,4	Oceanul Indian, Sumatera, Borneo, Noua Guinee
21 sept. 1903	2:11	251,2	Oceanul Indian, Antarctica
9 sept. 1904	6:19	233,6	Oceanul Pacific
30 aug. 1905	3:46	196,8	Canâda, Spania, nordul Africii, Arabia
14 ian. 1907	2:24	190,4	Rusia, China, Mongolia
3 ian. 1908	4:13	148,8	Oceanul Pacific
23* dec. 1908	0:11	9,6	America de Sud, Oceanul Atlantic, Oceanul Indian
17* iun. 1909	0:23	51,2	Groenlanda, Rusia
9 mai 1910	4:15	1,6	Antarctida
28 apr. 1911	4:57	192,0	Oceanul Pacific
17* apr. 1912	0:01	1,6	Oceanul Atlantic, Europa, Rusia

(continuare tabel 6)

Data	durata maximă (min:sec)	lățimea maximă a benzii de totalitate (km)	vizibilă din
10 oct. 1912	1:55	86,4	Columbia, Brazilia, Oceanul Atlantic
21 aug. 1914	2:14	180,8	Groenlanda, Europa, Orientul Mijlociu
3 febr. 1916	2:36	110,4	Columbia, Venezuela, Oceanul Atlantic
8 iun. 1918	2:22	112,0	Oceanul Pacific, S.U.A.
29 mai 1919	6:50	244,8	America de Sud, Oceanul Atlantic, Africa
1 oct. 1921	1:52	302,4	Antarctica
21 sept. 1922	5:58	227,2	Oceanul Indian, Australia
10 sept. 1923	3:36	169,6	Oceanul Pacific, sudul Californiei, Mexic
24 ian. 1925	2:32	208,0	Marile Lacuri, NE S.U.A., Oceanul Atlantic
14 ian. 1926	4:10	147,2	Africa, Oceanul Indian, Borneo
29 iun. 1927	0:50	76,8	Anglia, Scandinavia, Oceanul Arctic, Siberia
19*** mai 1928			umbra abia a atins Antarctica
9 mai 1929	5:06	195,2	Oceanul Indian, Malaysia, Filipine
28* apr. 1930	0:01	1,6	Oceanul Pacific, S.U.A., Canada
21 oct. 1930	1:55	86,4	sudul Oceanului Pacific
31aug. 1932	1:44	166,4	Oceanul Arctic, Canada
14 febr. 1934	2:52	126,4	Borneo, Oceanul Pacific
19 iun. 1936	2:31	132,8	Grecia, Turcia, U.R.S.S., Japonia
8 iun. 1937	7:04	249,6	Perú, Oceanul Pacific
29** mai 1938	4:04	!!	sudul Oceanului Atlantic
12 oct. 1939	1:32	441,6	Antarctica
1 oct. 1940	5:35	219,2	Columbia, Brazilia, Oceanul Atlantic, sudul Africii
21 sept. 1941	3:21	145,6	U.R.S.S., China, Oceanul Pacific
4 febr. 1943	2:39	233,6	Japonia, Oceanul Pacific, Alaska
25 ian. 1944	4:08	144,0	Perú, Brazilia, vestul Africii
9 iul. 1945	1:15	91,2	S.U.A., Canada, Groenlanda, Scandinavia, U.R.S.S.
20 mai 1947	5:13	198,4	America de Sud, Oceanul Atlantic, Africa
1 nov. 1948	1:55	84,8	Africa, Oceanul Indian
12 sept. 1950	1:13	144,0	Oceanul Arctic, Siberia, Oceanul Pacific
25 febr. 1952	3:09	142,4	Africa, Orientul Mijlociu, U.R.S.S.
30 iun. 1954	2:35	153,6	S.U.A., Canada, Islanda, Europa, Orientul Mijlociu
20 iun. 1955	7:07	254,4	Oceanul Indian, Asia de SE, Filipine, Oceanul Pacific
8 iun. 1956	4:44	430,4	sudul Oceanului Pacific
2 *** oct. 1957			umbra abia a atins Antarctica
12 oct. 1958	5:10	209,6	Chile, Argentina, Oceanul Pacific

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(continuare tabel 6)

Data	durata maximă (min:sec)	lăţimea maximă a benzii de totalitate (km)	vizibilă din
2 oct. 1959	3:01	121,6	Africa, Oceanul Atlantic
15 febr. 1961	2:45	262,4	U.R.S.S., Europa
5 febr. 1962	4:08	147,2	Ins. Borneo, Ins. Noua Guinee, Oceanul Pacific
20 iul. 1963	1:39	100,8	Alaska, Canada, Oceanul Pacific
30 mai 1965	5:15	198,4	Noua Zeelandă, Oceanul Pacific
12 nov. 1966	1:57	84,8	Oceanul Pacific, America de Sud, Oceanul Atlantic
2** nov. 1967			umbra abia a atins Antarctica
22 sept. 1968	0:39	108,8	U.R.S.S., China
7 mart. 1970	3:27	158,4	Oceanul Pacific, Mexic, estul S.U.A., Canada
10 iul. 1972	2:35	177,6	Siberia, Alaska, Canada
30 iun. 1973	7:03	256,0	Oceanul Atlantic, Oceanul Indian, Africa centrală
20 iun. 1974	5:08	345,6	Australia, Oceanul Indian
23 oct. 1976	4:46	200,0	Africa, Oceanul Indian, Australia
12 oct. 1977	2:37	100,8	Columbia, Venezuela, Oceanul Pacific
26 febr. 1979	2:49	312,0	Nord-vestul S.U.A., Canada, Groenlanda
16 febr. 1980	4:08	148,8	Africa, Oceanul Indian, India, China
31 iul. 1981	2:02	108,8	U.R.S.S., Oceanul Pacific
11 iun. 1983	5:10	200,0	Indonezia, Oceanul Indian, Ins. Noua Guinee
22 nov. 1984	1:59	84,8	Ins. Noua Guinee, Oceanul Pacific
12 nov. 1985	1:58	688,0	Antarctica
3* oct. 1986	0:01	1,6	Nordul Oceanului Atlantic
29* mart. 1987	0:07	4,8	Africa, sudul Oceanului Atlantic
18 mart. 1988	3:46	174,4	Sumatera, Borneo, Filipine, Oceanul Pacific
22 iul. 1990	2:32	208,0	Finlanda, Ins. Aleutine
11 iul. 1991	6:53	256,0	Hawaii, Mexic, America Centrală, Columbia, Brazilia
30 iun. 1992	5:20	291,2	Sudul Oceanului Atlantic
3 nov. 1994	4:23	187,2	Perú, Bolivia, Paraguay, Brazilia
24 oct. 1995	2:09	76,8	Iran, India, Asia de SE
9 mart. 1997	2:50	353,6	Mongolia, Siberia, Panamá, Ins. Galapagos
26 febr. 1998	4:08	150,4	Ins. Galapagos, America de Sud
11 aug. 1999	2:22	110,4	Europa, Orientul Mijlociu, India
21 iun. 2001	4:56	198,4	Oceanul Atlantic, Africa de Sud
4 dec. 2002	2:03	86,4	Africa de Sud, Oceanul Indian, Australia
23 nov. 2003	1:57	492,8	Antarctica
8* apr. 2005	4:31	160,0	Sudul Oceanului Pacific
29 mart. 2006	4:06	182,4	Africa, Turcia, C.S.I.
1 aug. 2008	2:27	235,2	Groenlanda, C.S.I., China

(continuare tabel 6)

Data	durata maximă (min:sec)	lăţimea maximă a benzii de totalitate (km)	vizibilă din
22 iul. 2009	6:38	256,0	India, China, Oceanul Pacific
11 iul. 2010	5:20	256,0	Sudul Oceanului Pacific, sudul Americii de Sud
13 nov. 2012	4:02	177,6	Australia, Oceanul Pacific
3* nov. 2013	1:39	56,0	Oceanul Atlantic, Africa centrală
20 mart. 2015	2:46	459,2	Nordul Oceanului Atlantic, Norvegia
9 mart. 2016	4:09	153,6	Indonezia, nordul Oceanului Pacific
17 aug. 2017	2:40	113,6	S.U.A.
2 iul. 2019	4:32	198,4	Sudul Oceanului Pacific, Chile, Argentina
14 dec. 2020	2:09	89,6	Chile, Argentina
4 dec. 2021	1:54	416,0	Antarctica
20* apr. 2023	1:16	48,0	Indonezia
8 apr. 2024	4:28	195,2	Mexic, S.U.A., Canada
12 aug. 2026	2:18	291,2	Groenlanda, Islanda, Spania
2 aug. 2027	6:22	256,0	Gibraltar, nordul Africii, Arabia Saudită
22 iul. 2028	5:09	228,8	Oceanul Indian, Australia, Noua Zeelandă
25 nov. 2030	3:43	168,0	Africa de Sud, Oceanul Indian, Australia
14 nov. 2031	1:08	38,4	Oceanul Pacific
30 mart. 2033	2:37	772,8	Alaska, Oceanul Arctic
20 mart. 2034	4:09	158,4	Centrul Africii, Orientul Mijlociu
2 sept. 2035	2:54	115,2	China, Coreea de Nord, Japonia, Oceanul Pacific

* eclipsă inelară totală
** prima eclipsă totală în seria *saros*
*** ultima eclipsă totală în seria *saros*

Mileniul II se va încheia cu eclipsa totală din 11 august 1999, eveniment ce va înregistra cel mai mare număr de spectatori, banda de totalitate trecând cu o viteză de 680 m/s prin zone dens populate ale Europei, Orientului Mijlociu şi Indiei. Este, totodată, unica oară din istoria României de până acum când maximul unei eclipse totale de Soare are loc pe teritoriul ei.

În Europa, banda de totalitate va traversa Anglia, nord-estul Franţei, sudul Belgiei (cu o fâşie extrem de îngustă), Germania, Austria, Ungaria, unde lacul Balaton a fost anunţat încă din 1990 ca loc favorabil pentru a urmări eclipsa din 1999, România, Bulgaria, Marea Neagră, Turcia.

În România, banda de totalitate va intra prin Banat (Arad, Timişoara), va traversa Munţii Retezat şi Parâng, va trece pe deasupra mânăstirilor Olteniei, Piteşti, Bucureşti şi va ieşi prin sud-estul ţării, pe la sud de Constanţa (fig. 55).

În Buletinul N.A.S.A. (martie 1997) se menționează faptul că linia centrală a benzii de totalitate bisectează practic Bucureștiul, acesta fiind singura capitală din lume situată pe banda de totalitate (Observatorul din București fiind unicul de pe banda de totalitate). La Râmnicu Vâlcea se va produce maximul de eclipsă totală, acoperirea Soarelui având durata maximă (2'23"), iar discul Lunii acoperind într-un procent de 103 %, astrul. Conform altor calcule, maximul eclipsei este stabilit la București. Eroarea rezultă din neuniformitatea conturului satelitului, datorită reliefului selenar; apar diferențe între calculele efectuate de N.A.S.A. și cele ale Biroului de Longitudini din Paris.

La aceasta se adaugă și faptul că anul 1999 va fi anul cu activitatea solară maximă, înălțimea astrului la latitudinea României fiind de 59^0, ceea ce va determina condiții optime pentru studiul coroanei solare. Aceasta cu atât mai mult cu cât următoarea eclipsă totală de Soare vizibilă de la latitudinile României va avea loc în anul 2236, iar în Europa peste aproape trei decenii, când va trece ca o fâșie îngustă prin Gibraltar.

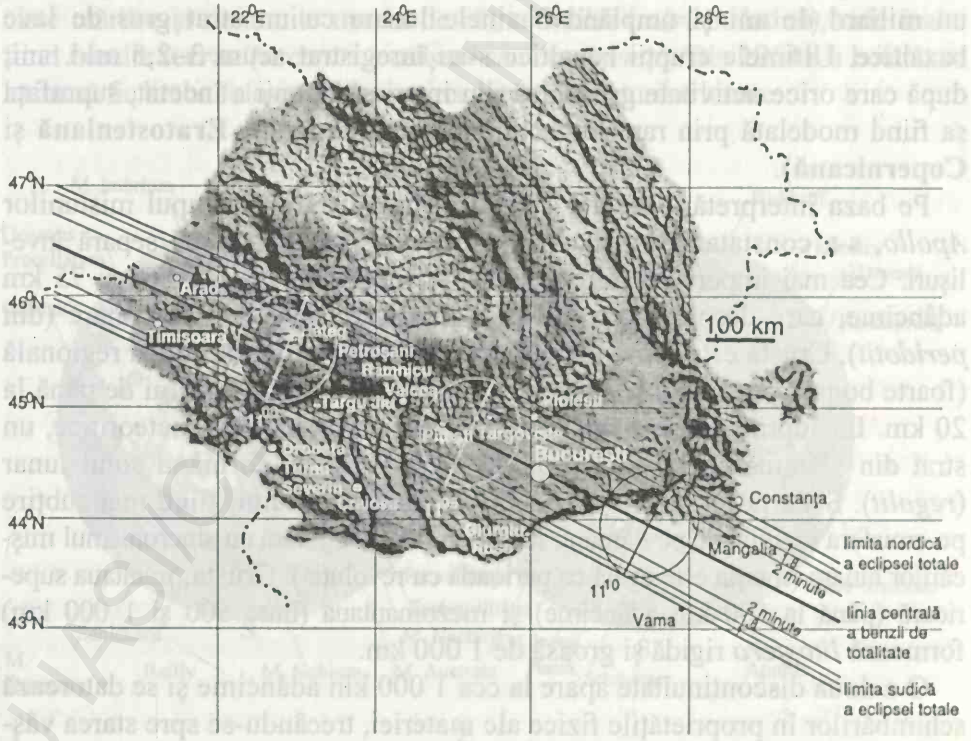


Fig. 55. Traseul benzii de totalitate a eclipsei din 11 august 1999 prin România.

9.6.4. Evoluția și structura Lunii

Se apreciază că acum cca 4,5 mld. de ani, căldura acumulată în interior a topit suprafața Lunii până la o adâncime de 400 km (etapă ce se regăsește atât în ipoteza captării, cât și în cea a coliziunii). Oceanul de magmă apărut s-a răcit treptat și a cristalizat acum 4,5–4,4 mld. de ani, ducând, totodată, la un proces de stratificare în funcție de densitate. Elementele grele au „căzut" spre interior, formând mantaua, iar cele ușoare, feldspatice, s-au ridicat spre suprafață, generând crusta. Este, totodată, perioada cu cel mai intens bombardament meteoritic, care a modelat întreaga suprafață lunară până acum 3,8 mld. ani (etapele **Pre-Nectariană** și **Nectariană**). Cele mai mari cratere sunt bazinele de impact: *Imbrium* (3,9 mld. ani) și *Oriental* (3,8 mld. ani).

Acum 3,9 mld. de ani, mantaua, care se solidificase deja de cca 300–500 mil. de ani reîncepe un proces de topire parțială, datorită căldurii degajate de elementele radioactive din interior, cât și de forțele mareice impuse de apropierea mai mare de Terra (etapa **Imbriană**).

Acest proces a afectat doar 1% din volumul total, durând aproximativ un miliard de ani și umplând bazinele lunare cu un strat gros de lave bazaltice. Ultimele erupții bazaltice s-au înregistrat acum 3–2,5 mld. ani, după care orice activitate geologică din interiorul Lunii a încetat, suprafața sa fiind modelată prin rare impacturi meteoritice (etapa **Eratosteniană** și **Copernicană**).

Pe baza interpretării datelor seismice, înregistrate în timpul misiunilor *Apollo*, s-a constatat existența mai multor discontinuități ce separă învelișuri. Cea mai importantă discontinuitate a fost delimitată între 50 și 75 km adâncime, care desparte scoarța de o manta cu densitate mai mare (din *peridotit*). Crusta este formată din *feldspat* și umplutură bazaltică regională (foarte bogată în olivină și piroxeni), care atinge uneori grosimi de până la 20 km. La suprafața Lunii apare, ca urmare a impacturilor meteoritice, un strat din sfărâmături și praf, gros de până la 20 m, formând solul lunar (*regolit*). Scoarța reprezintă 10% din volumul satelitului, fiind mai subțire pe emisfera vizibilă de pe Pământ, fenomen pus în legătură cu sincronismul mișcărilor lunare (rotația este egală ca perioadă cu revoluția). Crusta, mantaua superioară (până la 500 km adâncime) și mezomantaua (între 500 și 1 000 km) formează *litosfera* rigidă și groasă de 1 000 km.

O a doua discontinuitate apare la cca 1 000 km adâncime și se datorează schimbărilor în proprietățile fizice ale materiei, trecându-se spre starea vâscoasă a *mantalei inferioare* (sau *astenosferă*). *Nucleul*, eventual metalic, are o rază mai mică de 500 km.

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI

Câmpul magnetic este redus.

Seismicitatea este aproape inexistentă datorită grosimii scoarţei lunare şi a faptului că orice activitate tectonică şi vulcanică a încetat complet acum 2,5 mld. ani. Cauzele care determină slabele seisme actuale pot fi atribuite următoarelor fenomene:

- *impactul meteoritic* determină focare la suprafaţă şi dă unde de şoc ce se transmit pe distanţe mari datorită rigidităţii scoarţei;
- *variaţiile termice* generează tensiuni în roci, datorită contractării lor diferenţiate, ceea ce provoacă seisme locale superficiale;
- *mareele lunare* generează seisme cu apariţie periodică şi hipocentre la 500–900 km adâncime.

9.6.5. Relieful selenar

Peisajul lunar prezintă două aspecte: 35% din suprafaţa satelitului este întunecată, mai coborâtă şi mai netedă, iar 65% este formată din zone muntoase, mai strălucitoare, care se ridică cu până la 5 000 m deasupra sectoarelor joase (fig. 56). Din secolul al XVII-lea, regiunile închise la culoare au fost asociate mărilor şi denumite **maria** de către Galilei (*mări* în latină), cele înalte fiind numite **terrae** (*uscaturi*, *podişuri* sau *continente*). Din 1964 s-a hotărât ca latina să fie limba folosită în denumirea tuturor structurilor lunare.

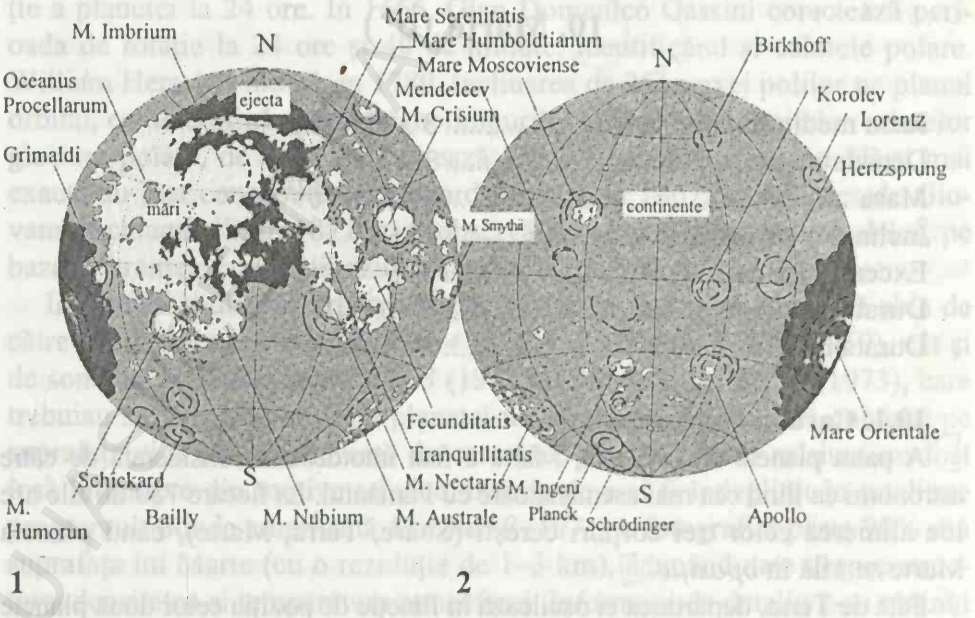


Fig. 56. Relieful lunar: (1) emisfera vizibilă de pe Pământ şi (2) cea întunecată (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Sub aspectul vârstei, mările s-au format mai recent (între 3,8 şi 3,2 mld. ani), în timp ce continentele au vechimi de peste 3,8 mld. ani. Mările sunt concentrate în emisfera lunară vizibilă de pe Terra, fiind rezultatul impactului meteoritic care a accentuat manifestările eruptive.

Acestui relief major i se suprapun o mare densitate de cratere de impact şi de canale.

Craterele au dimensiuni diferite (5 000 prezentând diametre mai mari de 5 km, cele mai multe având însă între 50 şi 1 000 km diametru) şi densităţi maxime pe continente. Dintre cratere se remarcă bazinele *Imbrium* (1 100 km diametru) şi *Oriental* (900 km diametru), cu o morfologie complexă, inelară (fig. 28) şi ejecţii dispuse radial, acoperind o suprafaţă de 100 000 km^2.

Canalele aparţin, din punct de vedere morfografic, la două categorii: *liniare* şi *sinuoase*. Canalele cu aspect liniar reprezintă falii rezultate în urma procesului de contractare (prin răcire) a scoarţei. Geneza canalelor sinuoase (cu lungimi de peste 100 km şi lăţimi de 1–2 km) poate fi explicată prin surparea, sub propria greutate, a podului de lavă consolidată, după ce s-a scurs torentul fierbinte de dedesubt.

10. Marte (♂)

Raza medie (nivelul zero)	3 396,6 km
Densitatea	3,9 g/cm^3
Masa	6,418 • 10^{23} kg
Înclinarea pe orbită	23,98^0
Excentricitatea	0,09
Durata revoluţiei	686,9 zile
Durata rotaţiei	24,6 ore

10.1. Caractere generale

A patra planetă de la Soare, Marte a fost întotdeauna considerată de către astronomi ca fiind cea mai asemănătoare cu Pământul. La fiecare 780 de zile are loc alinierea celor trei corpuri cereşti (Soare, Terra, Marte), când planeta Marte se află în *opoziţie*.

Faţă de Terra, depărtarea ei oscilează în funcţie de poziţia celor două planete pe orbitele lor în jurul Soarelui. Distanţa minimă este de 54 mil. km, şi se

repetă la fiecare 16 ani (până la sfârşitul lunii noiembrie 2001, Marte se va afla cel mai aproape de Pământ). Conjuncţia maximă este de 400 mil. km. Distanţe reduse se înregistrează însă în momentul opoziţiilor, la fiecare 2 ani.

Culoarea roşie a planetei Marte a dus la asocieri frecvente cu nuanţele focului şi ale sângelui. Faptul că la un interval de cca doi ani, când pe Pământ aveau loc, de obicei, înfruntări războinice, astrul apărea mai mare şi mai luminos a făcut ca acestei planete să i se acorde *numele* de Marte (după zeul războiului la romani sau Ares la greci). La egipteni planeta se numea Horus cel Roşu (vulturul în flăcări).

Marte a fost observat încă din Antichitate, când apariţia sa la dimensiunile maxime era asociată cu însemnate calamităţi sociale şi naturale. Ptolemeu şi-a conceput modelul sistemului planetar plecând de la necesitatea explicării anomaliilor în mişcarea acestei planete, iar Tycho Brahe, încercând să rezolve neconcordanţele dintre sistemul lui Ptolemeu şi mişcările lui Marte, ajunge, spre sfârşitul secolului al XVI-lea, la formularea ideii heliocentrice.

Observaţiile făcute de astronomul danez au stat la baza conceperii, în 1609, de către matematicianul german Johannes Kepler, a principalelor legi privind mişcarea planetelor.

Primele cartări ale suprafeţei lui Marte provin din anul 1659 şi au fost obţinute de către Christiaan Huygens, care a determinat şi perioada de rotaţie a planetei la 24 ore. În 1666, Gian Domenico Cassini corectează perioada de rotaţie la 24 ore şi 40 de minute, identificând şi calotele polare. William Herschel indică, în 1780, înclinarea de 25^0 a axei polilor pe planul orbital, ce determină prezenţa anotimpurilor şi fluctuaţia limitelor calotelor glaciare polare, de unde se schiţează ideea grosimii lor reduse. Hărţi mai exacte au fost concepute de Richard Proctor, în 1867, şi mai ales de Giovanni Schiaparelli, în 1877, care observă şi cartează prezenţa canalelor, pe baza diferenţelor de luminozitate ale suprafeţei planetei.

Informaţii mult mai precise despre Marte au fost transmise însă abia de către sondele americane *Mariner 4* (1965) şi *Mariner 6 şi 7* (1969), cât şi de sondele sovietice *Marte 2* şi *3* (1971) şi *Marte 4, 5, 6,* şi *7* (1973), care trebuiau să lanseze pe orbita planetei un satelit artificial şi să coboare pe suprafaţa ei o staţie automată de cercetări. Aceste ultime misiuni au fost însă întrerupte din motive tehnice, înainte de a-şi fi îndeplinit în totalitate programul. Sonda americană *Mariner 9* (1971) a fotografiat peste 98% din suprafaţa lui Marte (cu o rezoluţie de 1–3 km), adunând date despre structura, densitatea şi temperatura atmosferei. Informaţii de detaliu s-au obţinut prin intermediul misiunilor americane *Viking* (începând din 1976), care au

dus la cunoaşterea a peste 90% din suprafaţa lui Marte, la o rezoluţie de 100 şi 150 m. Din 1999, misiunea *Mars Global Surveyor* va reîncepe un program de cartare a suprafeţei planetei roşii.

Marte are caracteristici fizice apropiate de cele ale Terrei. Raza ecuatorială de 3 396,6 km şi masa de $6{,}418 \cdot 10^{23}$ kg fac ca Marte să fie, după Mercur, cea mai mică dintre planetele interne. Densitatea mai mică comparativ cu cea a celorlalte planete interne (tabelul 1) se datorează proporţiei mai reduse de fier în constituţia lui Marte (25%), ceea ce face ca şi câmpul magnetic să fie doar de 2% din cel al Terrei. Planeta execută o mişcare de rotaţie în 24 h 63' 22" şi o mişcare de revoluţie într-un interval de 1,88 de ani tereştri (669 zile marţiene sau 686,9 zile terestre), cu o viteză medie pe orbită de 24,13 km/s. Turtirea este de 1:192, iar albedoul de 0,15, comparativ cu cel de 0,4 al Terrei.

Marte are doi sateliţi: Phobos şi Deimos.

10.2. Vârsta şi evoluţia planetei

Marte s-a format acum cca 4,5 mld. ani prin procesul de acreţie (creşterea gravitaţională) a mai multor corpuri mici, proces care nu a durat probabil mai mult de câteva sute de mii de ani. Bombardamentul meteoritic, extrem de violent în primul miliard de ani de existenţă, s-a redus treptat pe parcursul a cca 3,5 mld. ani, până la valoarea actuală.

După încheierea procesului de acreţie s-a trecut, datorită energiei cinetice câştigate, la o diferenţiere a structurii interne. Marte prezintă două discontinuităţi importante: una la 1 200 km şi alta la 2 000 km adâncime. Prima separă o scoarţă cu grosimi de peste 50 km şi o manta bogată în oxizi de fier şi olivină de o manta inferioară (astenosfera). A doua discontinuitate desparte astenosfera de un nucleu metalic. Scoarţa şi mantaua superioară formează o litosferă rigidă, de cca 200 km grosime.

Crusta şi mantaua au în compoziţie: SiO_2, în proporţie de 44,4%, MgO cu 30,3%, FeO cu 17,9%, Al_2O_3 cu 3,02% şi CaO cu 2,45%. Nucleul cuprinde 21,7% din masa planetei, fiind compus din Fe în proporţie de 77,8%, din S (14,24%) şi din Ni (7,6%).

În **etapa convectivă**, curenţii de convecţie duc la o erodare a scoarţei iniţiale, care devine tot mai subţire, mai ales în emisfera nordică, cât şi la o migrare a elementelor uşoare (fig. 57.1). În urma acestei etape are loc o expansiune a mantalei, iar elementele mai grele „cad" spre partea centrală a planetei, unde vor forma viitorul nucleu metalic (Fe, FeS), cu un diametru de până la 2 000 km (fig. 57.2).

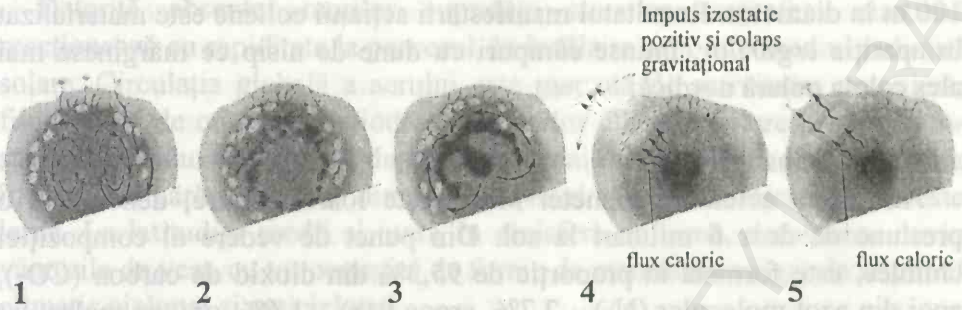


Fig. 57. Evoluţia planetei Marte (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Totodată, se formează o atmosferă densă ca urmare a emisiilor de gaze din roci. Această atmosferă este fierbinte şi conţine cantităţi mari de vapori de apă. Vaporii de apă, condensând, dau averse de ploaie a căror eroziune a lăsat urme adânci pe suprafaţa planetei. Cât timp temperatura s-a menţinut deasupra valorii de 0^0C, apa s-a infiltrat în sol. Scăderea temperaturilor sub această valoare a dus la îngheţul apei şi la formarea unui permafrost gros şi continuu. Topirea locală a stratului îngheţat, probabil datorită unor activităţi vulcanice izolate, a creat inundaţii imense, care par să fi generat reţeaua complicată de canale de pe suprafaţa planetei. Este **etapa de eroziune fluvială.**

După această etapă de eroziune intensă, urmează o perioadă marcată de un *vulcanism extrem de activ*. Acesta este legat de înălţarea masivului Tharsis în emisfera nordică. În dreptul regiunii Tharsis, apare o concentraţie a elementelor din nucleu, ce va determina mişcări laterale în manta şi un impuls izostatic pozitiv (fig. 57. 3).

Încheierea formării nucleului este în legătură cu apariţia unei anomalii termice sub regiunea Tharsis, acum cca 4 mld. de ani (fig. 57.4), care va declanşa aici, pentru o lungă perioadă de timp, un intens vulcanism (fig. 57.5). Această **etapă vulcanică**, ce s-a încheiat acum câteva sute de milioane de ani, a favorizat topiri locale ale permafrostului, ce au condus la crearea unei noi reţele de canale. Apa s-a acumulat ulterior în calotele polare şi în sol.

În **etapa evoluţiei actuale**, vântul joacă rolul dominant, provocând furtuni puternice de praf ce pot înconjura întreaga planetă (misiunea *Viking* a înregistrat, în cursul anului 1977, 35 de astfel de evenimente, din care două au avut o dezvoltare planetară). Cu toate acestea, acţiunea modelatoare a vântului nu este foarte mare, neputând eroda craterele mai mari de

100 m în diametru. Rezultatul manifestării acțiunii eoliene este materializat în apariția *ergurilor*, întinse câmpuri cu dune de nisip ce mărginesc mai ales calota polară nordică.

10.3. Atmosfera

Atmosfera actuală a planetei Marte este foarte subțire, dezvoltând o presiune de doar 6 milibari la sol. Din punct de vedere al compoziției chimice, este formată în proporție de 95,3% din dioxid de carbon (CO_2), apoi din azot molecular (N_2) – 2,7%, argon (Ar) – 1,6%, oxigen molecular (O_2) – 0,13%, monoxid de carbon (CO) – 0,07% și vapori de apă (H_2O) – 0,03%. Concentrația în vapori de apă este variabilă, oscilând între 1% și 10%, în funcție de loc, anotimp și perioadă din zi.

Aerosolii sunt formați din particule de gheață și praf. Praful are în compoziție mai ales magnetit (Fe_3O_4), în proporție de 1%, ceea ce indică prezența unui sol argilos, bogat în fier, asemănător montmorilonitului.

Norii marțieni nu se compară cu cei ai Terrei, nefiind atât de groși și de bine delimitați, dar există însă și multe analogii. Pe Marte apar patru grupe noroase: nori de convecție, nori orografici, nori de undă și de ceață.

Norii au o dependență sezonieră și diurnă.

Norii convectivi se nasc datorită aerului puternic încălzit de la sol, care se ridică, generând formațiuni noroase dispuse în straturi, între 4 și 6 km înălțime. Norii *orografici* sunt vizibili chiar de pe Pământ, deasupra regiunii Tharsis, mai ales primăvara și vara, în timpul după-amiezii. Aici se găsesc patru dintre cei mai înalți vulcani de pe planetă, care determină ca aerul mai cald, ce urcă pe versanți, să se răcească și să condenseze la mulți km deasupra celor mai mari înălțimi. *Norii de undă* au aspect de valuri, încrețituri sau riduri și își datorează existența interpunerii unui obstacol în deplasarea unor mase de aer cu viteze foarte mari (de la 10–20 m/s la sol, la mai multe sute de m/s la altitudini de câțiva km). Frecvență mare o au la exteriorul cupolelor noroase polare. *Ceața* apare prin sublimarea particulelor de gheață sub acțiunea primelor raze de Soare ce încălzesc planeta.

Temperatura la sol variază mult în decursul unei zile marțiene, situându-se, aproximativ, între -100^0C și 0^0C, vara și între -120^0C și -98^0C, iarna. Presiunea și vântul prezintă, de asemenea, variații diurne, semidiurne și anuale.

Dinamica atmosferei este întrucâtva asemănătoare cu cea de pe Terra, datorită perioadei de rotație și înclinării axei polilor planetei, care sunt foarte apropiate de valorile Pământului.

Datorită absenței marilor suprafețe acvatice, suprafața marțiană reacționează cu rapiditate la procesul de încălzire prin intermediul radiației solare. Circulația globală a aerului este marcată de activitatea sezonieră, fiind atrasă de creșterea periodică a calotelor glaciare polare prin condensarea dioxidului de carbon. Masele de aer mai cald se ridică de pe emisfera în care este vară și coboară din nou la nivelul solului în emisfera unde este iarnă. La latitudini medii și mari, în emisfera de iarnă, dominante devin vânturile de vest, cu tot cortegiul de forme de manifestare legat de sistemul climatic ciclonal și anticiclonal.

Circulația de vară se diferențiază mult, atât pe cele două emisfere, cât și de cea de pe Pământ. *Vara din emisfera nordică* este marcată doar de o slabă circulație zonală a aerului de la est la vest, nedezvoltându-se sisteme ciclonale. *Vara emisferei sudice* se caracterizează prin furtuni puternice de praf, care afectează uneori întreaga planetă, întrerupând circulația generală nord – sud, impusă prin diferențierea termică. Aceste furtuni corespund retragerii calotei polare sudice, generând mari discrepanțe de presiune între suprafața eliberată de gheață și calota polară propriu-zisă.

Spre deosebire de Pământ, Marte primește cu 40% mai multă energie solară la periheliu decât la afeliu (fig. 58), datorită excentricității mai mari a orbitei sale. Acest lucru face ca în emisfera sudică vara să fie mai scurtă dar mai caldă, comparativ cu vara emisferei nordice.

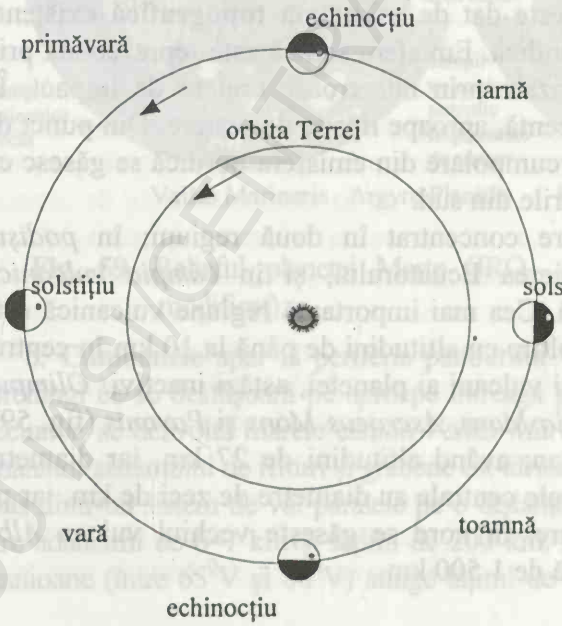


Fig. 58. Orbita planetei Marte și succesiunea anotimpurilor (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Iarna este de două ori mai lungă față de iarna terestră, deoarece și perioada de revoluție a planetei este dublă față de cea a Pământului. Iarna emisferei sudice este mai lungă și mai rece, comparativ cu cea din emisfera nordică, ceea ce face ca temperaturile medii să coboare sub -110^{0}C, formându-se o calotă sezonieră din gheață carbonică cu grosimi de numai câțiva zeci de cm. Primăvara, calota se restrânge până la un diametru de 350 km.

În emisfera nordică, temperaturile de -68^{0}C, situate deasupra punctului de îngheț al CO_2, generează o calotă compusă predominant din apă. Ea se restrânge în timpul verii la o calotă de gheață reziduală de 1 000 km în diametru.

Condițiile atmosferice de la polul corespunzător iernii sunt propice pentru formarea norilor. Apare un fel de „cupolă polară" noroasă, care se extinde până la latitudinile mijlocii în emisfera nordică. Vara se întâlnesc condiții favorabile apariției norilor deasupra regiunilor înalte, unde apar formațiuni de tipul celor cirrus de pe Terra.

Mișcarea de precesie a axei polilor determină modificări climatice în ambele emisfere la cca 50 000 de ani. De asemenea, oblicitatea planetei prezintă oscilații cuprinse între 14,9^0 și 35,5^0 pe o perioadă de 1,2 mil. ani, având un efect major asupra cantității de radiație solară ce ajunge la latitudinile mari.

10.4. Relieful

Specificul planetei Marte este dat de **asimetria topografică** existentă între emisfera nordică și cea sudică. Emisfera sudică este reprezentată prin regiuni foarte vechi, caracterizate prin numeroase cratere de impact. În nord apar câmpii de vârstă recentă, aproape lipsite de cratere. Din punct de vedere altimetric, câmpiile circumpolare din emisfera nordică se găsesc cu 2–3 km mai jos față de podișurile din sud.

a. **Relieful vulcanic** apare concentrat în două regiuni: în *podișul vulcanic Tharsis*, din apropierea Ecuatorului, și în *câmpia vulcanică Elysium*, din emisfera nordică. Cea mai importantă regiune vulcanică este podișul bazaltic Tharsis, o boltire cu altitudini de până la 10 km în centru. Aici se găsesc și cei mai înalți vulcani ai planetei, astăzi inactivi: *Olimpus Mons* și lanțul format din *Arsia Mons, Ascraeus Mons* și *Pavonis* (fig. 59). Ei sunt vulcani de tip hawaian, având altitudini de 27 km, iar diametre bazale de sute de km. Caldeerele centrale au diametre de zeci de km, iar pe flancuri apar cratere secundare. În nord se găsește vechiul vulcan *Alba Patera*, cu un diametru în bază de 1 500 km.

Dimensiunile extreme ale vulcanilor marțieni sunt posibile datorită unei litosfere groase și stabile, în lipsa unei tectonici în plăci. Activitatea eruptivă prelungită pe miliarde de ani se explică prin urcarea hidrostatică a magmei din camera magmatică, ca urmare a diferențelor de densitate dintre aceasta și rocă. Faptul că toți vulcanii din lanțul muntos de pe Tharsis au aceeași altitudine indică că aceasta reprezintă înălțimea limită până la care a putut urca magma. Comparând cu date de pe Pământ, rezultă că aici camera magmatică trebuie să se fi găsit la 200 km adâncime (în Hawaii se află la 60 km adâncime). Încetarea activității vulcanice poate fi corelată cu răcirea treptată a planetei, fapt ce a condus la îngroșarea litosferei.

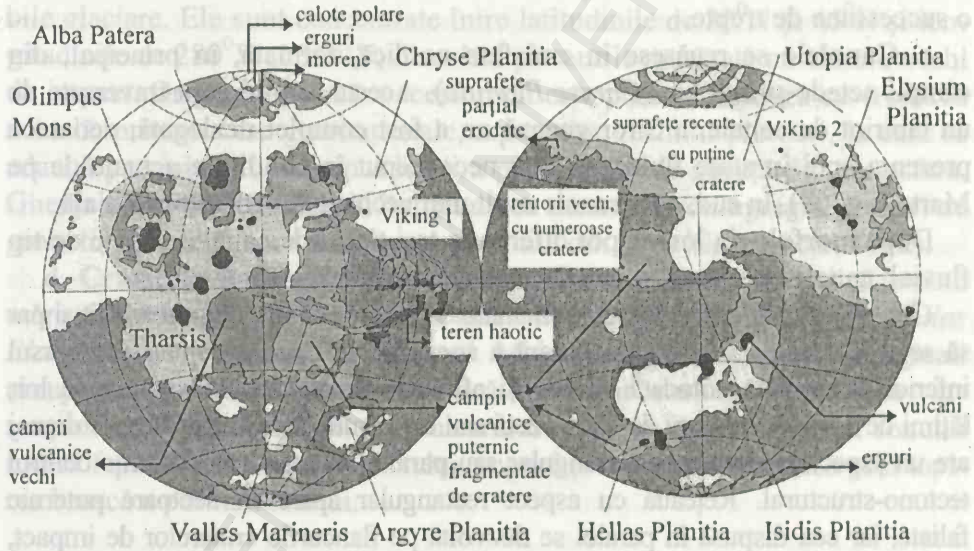


Fig. 59. Relieful planetei Marte (JRO „Atlas der Astronomie", 1990, modificat).

b. **Canioanele** apar la periferia platourilor vulcanice sub formă de fracturi prelungi ce se desfășoară pe aproape întreaga planetă. Între 30^0V și 110^0V, pe Ecuator, se dezvoltă marele canion *Valles Marineris* (4 500 km lungime), asemănător sistemului de rifturi și grabene est-africane. Valles Marineris apare compus dintr-un sistem de văi paralele pe o distanță de 5 000 km. Canionul central are adâncimi de 6–7 km și lățimi de 200 km. Acolo unde el se unește cu alte canioane (între 65^0V și 80^0V) atinge lățimi de până la 600 km. Originea cani-

oanelor este predominant tectonică (sisteme de falii paralele unor grabene dispuse radial față de regiunea Tharsis). Faliile s-au lărgit și adâncit ulterior, prin retragerea paralelă a versanților, în condițiile unei subsidențe active. S-a emis chiar ipoteza că materialul acumulat din retragerea versanților ar fi fost transportat spre est, fie o dată cu drenarea lacurilor existente aici, fie prin intermediul unor ghețari (Cattermole, 1992).

În extremitatea estică, Valles Marineris se deschide într-o depresiune largă, presărată cu acumulări haotice de blocuri imense (*teren haotic*). Din această regiune izvorăsc o sumedenie de canale largi (de tipul canalelor de viitură) ce se prelungesc spre nord până în regiunea Chryse Planitia (fig. 59).

Spre vest, Valles Marineris se termină într-un adevărat labirint de falii și fracturi (*Noctis Labyrinthus*, extins pe 400 000 km^2). Acest labirint trece în sud într-un mozaic de falii dispuse mai mult sau mai puțin paralel, formând o succesiune de trepte.

c. **Canalele** se regăsesc în emisfera nordică, formată, în principal, din câmpii netede și mai noi (*Chryse Planitia*). Aceste câmpii sunt traversate de un labirint de canale, a căror geneză nu a fost complet dezlegată, deoarece prezența apei în stare fluidă este de neconceput în condițiile actuale de pe Marte (fig. 59). În sud, apar canale mult mai vechi, având origine fluvială.

După morfologia lor, se pot diferenția trei tipuri de canale: canale de tip fluvial, canale de viitură și canale „subsăpate".

Canalele fluviale sunt foarte asemănătoare albiilor de râu de pe Pământ și par să se fi format prin eroziunea liniară a apei. Ele se lărgesc treptat spre cursul inferior și prezintă, totodată, numeroși afluenți. Aceștia au, în majoritatea lor, lățimi de 1 km și lungimi de câțiva zeci sau chiar sute de km. Rețeaua de drenaj are un aspect predominant rectangular sau paralel, indicând un puternic control tectono-structural. Rețeaua cu aspect rectangular apare în sectoare puternic faliate, iar cea dispusă în paralel se dezvoltă pe flancurile craterelor de impact, având dimensiuni reduse. Majoritatea albiilor se opresc brusc, ca și cum apa s-ar fi infiltrat în sol. Aceste tipuri de canale apar numai în regiunile foarte vechi ale planetei, între 30^{0}N și 40^{0}S, ceea ce înseamnă că în istoria timpurie a lui Marte a existat o perioadă foarte umedă (acum cca 4,0 – 3,8 mld. ani), când planeta era afectată de un bombardament meteoritic intens. Albiile au rămas într-un stadiu primitiv și nu au contribuit într-o mare măsură la transformarea topografiei prin eroziune, datorită timpului scurt pe care l-au avut la dispoziție.

Canalele de viitură apar la est și la vest de Valles Marineris, izvorând din depresiunile cu relief haotic. Originea acestor depresiuni este pusă pe seama prăbușirii gravitaționale a unui imens teritoriu, în urma topirii și a

evacuării gheții din subteran. Canalele ce izvorăsc de aici nu au tributari, iar fundul lor este presărat cu stânci uriașe, ca și cum albiile respective s-ar fi modelat în timpul unor enorme viituri.

Originea canalelor ar putea fi corelată cu topirea rapidă a gheții din permafrost în timpul erupțiilor vulcanice sau se poate datora unor izbucniri de tip artezian a apei din adânc, supusă unor presiuni mari prin procesul de îngheț de sus în jos. Apa captivă în interiorul scoarței nu se putea elibera decât fie prin erupții arteziene, fie prin alimentarea constantă a unor limbi glaciare. Aceste văi sunt de vârstă mai recentă, comparativ cu albiile fluviale propriu-zise (de acum 3,8–2,5 mld. ani), deoarece se regăsesc în regiunile puțin afectate de cratere de impact și în care celelalte tipuri de canale lipsesc.

Canalele „subsăpate" apar mult mai largi, comparativ cu cele fluviale, și au un fund foarte neted, asemănându-se mai mult cu văile lăsate de limbile glaciare. Ele sunt concentrate între latitudinile de 30^0N și 45^0N și longitudinile de 280^0V și 350^0V, disecând platourile presărate cu cratere vechi de impact. Originea recentă a acestor văi este pusă în legătură cu erodarea actuală, prin procese gravitaționale, a pantelor vechilor platouri, la care se adaugă precipitarea în timpul iernii a particulelor de gheață din atmosferă. Gheața acumulată formează, împreună cu materialul dezagregat, ghețari de grohotiș ce se deplasează lent spre câmpiile din nord (Cattermole, 1992).

d. **Craterele de impact** predomină mai ales în emisfera sudică, având mărimi variabile, până la câțiva zeci de km (*Argyre Planitia, Hellas Planitia*), și vechimi de 4,5 mld. ani. Majoritatea prezintă pereți marginali abrupți și un munte central. Specifică craterelor marțiene este forma versanților exteriori, asemănătoare vulcanilor noroioși. Acest aspect al conului indică faptul că, în urma impactului, suprafața a devenit vâscoasă prin topirea bruscă a permafrostului.

10.5. Sateliții planetei Marte

Planeta are doi sateliți, **Phobos** (frică – gr.) și **Deimos** (spaimă – gr.), de dimensiuni foarte reduse, invizibili de pe Pământ. Numele poate fi legat de culoarea închisă (de la gri la negru), care face ca albedoul să fie extrem de redus, mai puțin de 6% din razele solare fiind reflectate înapoi în spațiu.

Sateliții au fost descoperiți abia în 1877 (Deimos pe 11 august și Phobos pe 17 august), de către Asaph Hall, cu ajutorul telescopului de la *Observatorul Marinei Statelor Unite* din Washington. Totuși, Johannes Kepler presupusese existența lor, bazându-se pe principiul armoniei universale, conform căruia, dacă Terra avea un satelit, iar Jupiter patru (fiind cunoscuți

atunci doar cei patru sateliți observați de către Galilei), Marte trebuia să aibă doi. Aceştia au fost observați prin intermediul sondelor americane *Mariner 6* şi *7* în iulie şi august 1969, de către *Mariner 9* la sfârşitul anului 1971, şi de sondele *Viking* în 1976 şi 1977. Phobos şi Deimos par să fi fost captați de către Marte din centura exterioară de asteroizi dispusă între Marte şi Jupiter.

Sateliții se deplasează în sens invers acelor de ceas pe orbite aproape circulare, situate în planul ecuatorial al planetei. Perioada de rotație este sincronă cu revoluția, lunile arătând mereu aceeaşi față spre Marte (Phobos se roteşte în 7 ore şi 39 de minute, Deimos în 30 de ore şi 18 minute).

Phobos, prima lună de la planetă, are un diametru de 28 km, fiind alcătuit din roci carbonatate, de unde şi densitatea sa redusă (2 g/cm^3). Relieful este marcat printr-un imens crater de impact, de 10 km în diametru (*Stickney*). De la el pornesc falii adânci ce brăzdează întreaga suprafață, ca mărturie a forței declanşate de coliziune. Aceasta aproape ar fi distrus mica lună.

Deoarece Phobos se roteşte în jurul planetei mai repede decât perioada de rotație a lui Marte, forțele mareice au tendința de a micşora continuu raza orbitei sale. În consecință, satelitul se va prăbuşi inevitabil pe planetă în cca 30 mil. ani. Revoluția lui Deimos este în schimb aproape sincronă cu rotația planetei, aşa încât forțele mareice nu mai au o influență atât de mare asupra sa.

Deimos are un diametru de 16 km şi o suprafață presărată cu cratere de impact, cele mici fiind acoperite de un strat gros de praf. Izolat, aici apar stânci uriaşe, care pe Phobos lipsesc.

11. Centura de asteroizi

Centura de asteroizi ocupă imensul spațiu dispus între Marte şi Jupiter, marcând tranziția de la planetele solide interne spre cele gazoase, externe, însoțite de sateliții lor de gheață. Centura de asteroizi este formată din mii de corpuri solide, cu diametre mai mici de un km, până la dimensiuni de cca 1 000 km lungime. Cei mai mari asteroizi sunt *Ceres*, cu un diametru de 1 000 km, şi *Vesta*, cu 550 km în diametru.

Unii asteroizi sunt formați din roci, fiind acoperiți uneori de lave, alții sunt metalici, iar alții reprezintă mici corpuri de gheață. Orbitele multor asteroizi înconjoară Soarele, urmând traiectorii externe centurii propriu-zise şi reprezentând sursa unor meteoriți ce cad pe Pământ.

PLANETELE EXTERIOARE

12. Jupiter (♃)

Raza medie ecuatorială	71 492 km
Densitatea	1,34 g/cm^3
Masa	1,89 • 10^{27} kg
Înclinarea pe orbită	3,08^0
Excentricitatea	0,048
Durata revoluției	4 332 zile (11,86 ani)
Durata rotației	9,55 ore (exterior); 9,92 ore (interior)

12.1. Caractere generale

Jupiter este o imensă sferă gazoasă formată din hidrogen și heliu, care conține 70% din masa planetelor.

Numele este împrumutat de la regele zeilor din mitologia romană, fiind, după Soare, al doilea astru ca mărime din sistemul solar.

Analiza radiației emise în spectrul ultraviolet, infraroșu, radio și al luminii vizibile, cât și datele transmise după 1973 de către sondele *Pioneer* (10 și 11) și în 1979 de către *Voyager* (1 și 2) au făcut ca parametrii straturilor exterioare ale planetei să fie cunoscuți până la o profunzime de 2 000 km (destul de puțin comparativ cu raza de 70 000 km a lui Jupiter).

În 1976 s-a născut și proiectul *Galileo*, constând în lansarea unui satelit care să înconjoare timp de doi ani de zile, de 12 ori, planeta Jupiter. Termenul de lansare, fixat inițial pentru ianuarie 1982, apoi în mai 1986, avea să devină 18 octombrie 1989, datorită tragicului eveniment reprezentat de explozia rachetei *Challenger* în ianuarie 1986.

La 7 decembrie 1995, Galileo s-a înscris pe o orbită în jurul lui Jupiter, lansând o sondă pentru a transmite aproximativ timp de o oră informații privind atmosfera planetei, viteza vântului, compoziția norilor etc. Prima parte a misiunii *Galileo,* care s-a încheiat în decembrie 1997, a adus cu sine câteva observații remarcabile:

- existența unui *câmp magnetic* al satelitului Ganimede;
- prezența *vaporilor de apă*, a *fulgerelor* și a *aurorelor* pe Jupiter;
- *curgeri de gheață* datorate unor topiri în scoarța înghețată a satelitului Europa, ca urmare a unui proces vulcanic. Acest fapt susține exis-

tența, la un moment dat în evoluția lunii, a unui ocean lichid sub crusta sa de gheață;

- descoperirea unei *atmosfere* alcătuite *din hidrogen și dioxid de carbon* pe Callisto și a unei *atmosfere din hidrogen* pe Ganimede;
- existența unor *nuclee metalice* în interiorul sateliților Europa, Io și Ganimede și absența unui astfel de nucleu în cazul lui Callisto;
- existența unei *ionosfere* pe Europa;
- *transformări dramatice în morfologia lui Io*, cauzate de intensa sa activitate vulcanică,
- *alunecări de teren* pe Callisto.

Cea de-a doua parte a misiunii *Galileo*, (cunoscută ca misiunea *Galileo – Europa*) a început pe 7 decembrie 1997 și va dura doi ani, în care sunt preconizate opt zboruri succesive pe lângă satelitul Europa (până în februarie 1999), urmate de patru treceri pe lângă Callisto și două prin vecinătatea lui Io, la sfârșitul anului 1999. Pe 16 decembrie 1997, Galileo a trecut la numai 200 km altitudine deasupra satelitului Europa, atingând cel mai mare grad de apropiere de acesta de pe parcursul întregii sale misiuni.

Observarea în 1955 a intensei emisii de unde radio de pe Jupiter a constituit prima dovadă că nu numai Pământul are un câmp magnetic și, deci, o magnetosferă. În cazul lui Jupiter, întreaga emisie în diferite lungimi de unde radio își are sursa în interiorul magnetosferei sale, care este de cca 100 de ori mai mare comparativ cu a Terrei. Diferența esențială între aceasta și cea terestră o reprezintă faptul că magnetosfera lui Jupiter este alimentată prin imense cantități de gaz și praf emise ca urmare a activității vulcanice intense de pe satelitul Io. Aceste particule sunt puternic ionizate prin radiația ultravioletă a Soarelui. Ele se răspândesc pe un spațiu ce înconjoară planeta Jupiter, asemeni unui tor axat pe orbita satelitului Io (fig. 60).

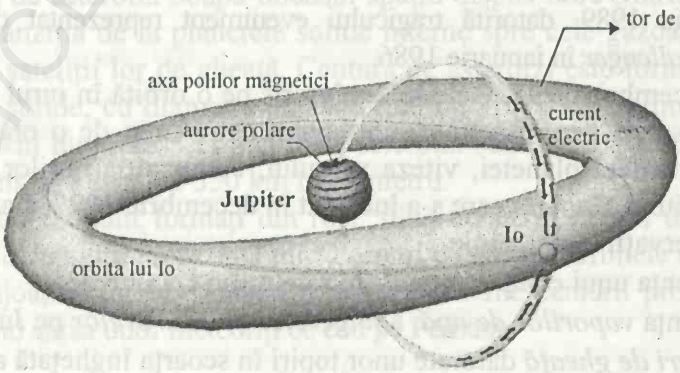


Fig. 60. Tor de plasmă ce înconjoară planeta Jupiter (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Datorită unui câmp gravitațional foarte puternic, care la suprafața planetei este de trei ori mai mare comparativ cu cel terestru, și unei temperaturi a straturilor exterioare cu mult mai reduse decât cea a planetelor interioare, chiar și cele mai ușoare molecule nu pot scăpa în spațiul cosmic. Acest lucru a făcut ca, din punct de vedere al compoziției, planeta să nu fi suferit nici o modificare de acum 4,5 mld. ani.

Din descifrarea compoziției chimice se pot obține date despre nebuloasa care a stat la baza sistemului solar. Două componente sunt esențiale: *hidrogenul* și *deuteriul* (izotop greu al hidrogenului). Teoria Big Bang-ului arată că aceste gaze erau prezente în primele 3 minute ale existenței Universului. Abia mai târziu s-a format heliul, în interiorul stelelor. Unele dintre aceste stele, sfârșind printr-o explozie de tip supernovă, au dus la creșterea conținutului de heliu din mediul interstelar. Conținutul în heliu fiind de 24 de procente din masă pe Jupiter, ne oferă informații asupra limitei superioare a frecvenței acestui gaz în materia primordială. Deuteriul este în schimb distrus în interiorul stelelor, de aceea cantitatea lui în Univers scade în mod continuu (fig. 61). Măsurătorile din atmosfera lui Jupiter referitoare la cantitățile de deuteriu în raport cu hidrogenul conduc, prin extrapolarea rezultatelor, la calcularea cantității inițiale a acestor elemente în Univers. Modelul teoretic al exploziei primordiale face posibilă determinarea densității inițiale a protonilor și a neutronilor în Univers, care depinde de raportul deuteriu/hidrogen. Faptul că valoarea rezultată din calcule este cu mult mai mare față de cea necesară unui Univers închis demonstrează că Universul este un sistem deschis (Gautier, 1990, JRO „Atlas der Astronomie").

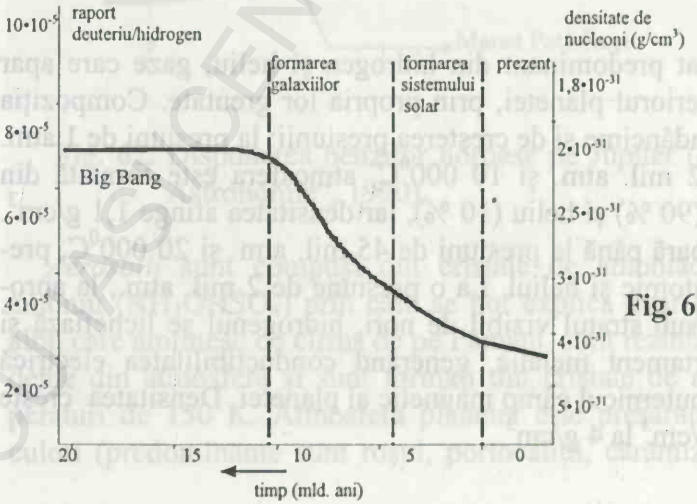


Fig. 61. Variația raportului dintre deuteriu și hidrogen în mediul interstelar (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

12.2. Geneza planetei

Există *două modele* privind posibila geneză a planetei Jupiter.

Primul model pleacă de la ideea că în sectorul planetelor exterioare, gazul protostelar ar fi condensat, formând protoplanete gazoase imense. Ulterior, fragmentele feroase şi cele silicatice au coborât spre centrul planetelor, unde a luat naştere un nucleu. Conform acestui model însă, compoziţia atmosferei planetelor externe ar fi trebuit să fie identică cu cea a Soarelui (dacă se merge pe ideea că nebuloasa ar fi avut aceeaşi compoziţie atât în centru cât şi spre periferie). Ca urmare, cantităţile de carbon, azot şi oxigen, situate ca valoare imediat după hidrogen şi heliu, ar fi trebuit să releve în compoziţia lui Jupiter aceeaşi frecvenţă relativă faţă de hidrogen ca şi în cazul Soarelui. Raportul carbon/hidrogen la toate planetele gigant sau cel dintre azot şi hidrogen la Jupiter şi Saturn este însă cu mult mai mare decât în Soare.

Cel de-*al doilea model* pleacă de la ideea că planetele gigant s-au format în două secvenţe de timp. La început, a apărut nucleul prin acreţia grăunţilor de fier şi silicaţi, la care s-au adăugat, datorită temperaturilor reduse de la periferia nebuloasei, particule de apă îngheţată, amoniac şi metan. Nucleul a crescut până la o valoare critică (de cca zece ori mai mare decât masa terestră), atrăgând gravitaţional componentele nebuloasei primordiale, mai ales hidrogenul şi heliul. Acestea au format atmosfera planetelor gigant, neputând condensa, pentru că temperaturile nu erau suficient de scăzute. Prin evaporarea ulterioară a unei părţi din conţinutul de hidrogen, carbon şi azot din nucleu, se pot explica cantităţile mai mari ale acestor elemente aici, comparativ cu raportul lor în masa solară.

12.3. Atmosfera

Jupiter este format predominant din hidrogen şi heliu, gaze care apar comprimate spre interiorul planetei, prin propria lor greutate. Compoziţia diferă în funcţie de adâncime şi de creşterea presiunii: la presiuni de 1 atm. şi -200^{0}C, până la 2 mil. atm. şi 10 000^{0}C, atmosfera este formată din hidrogen molecular (90 %) şi heliu (10 %), iar densitatea atinge 1,1 g/cm^3. În sectorul care coboară până la presiuni de 45 mil. atm. şi 20 000^{0}C, predomină hidrogenul atomic şi heliul. La o presiune de 2 mil. atm., la aproximativ 8 500 km sub stratul vizibil de nori, hidrogenul se lichefiază şi prezintă un comportament metalic, generând conductibilitatea electrică mare, care întreţine puternicul câmp magnetic al planetei. Densitatea creşte în salturi, de la 1,1 g/cm^3 la 4 g/cm^3.

Nucleul solid se găseşte la cca 57 000 km adâncime, suportând o presiune de 45 mil. atm. şi temperaturi de 20 000–30 000 K. După cum au arătat măsurătorile efectuate în infraroşu, căldura nucleului reprezintă sursa de energie care face ca Jupiter să iradieze în spaţiu de 1,7 ori mai multă energie decât primeşte de la Soare.

Norii constituie aspectul neobişnuit al lui Jupiter, cât şi al lui Saturn, prin simetria dispunerii lor: zeci de benzi închise şi deschise la culoare se succed în linii paralele faţă de Ecuator, indicând o dinamică intensă a atmosferei (fig. 62). Porţiunile deschise la culoare poartă denumirea de *zone*, iar cele închise se numesc *benzi*.

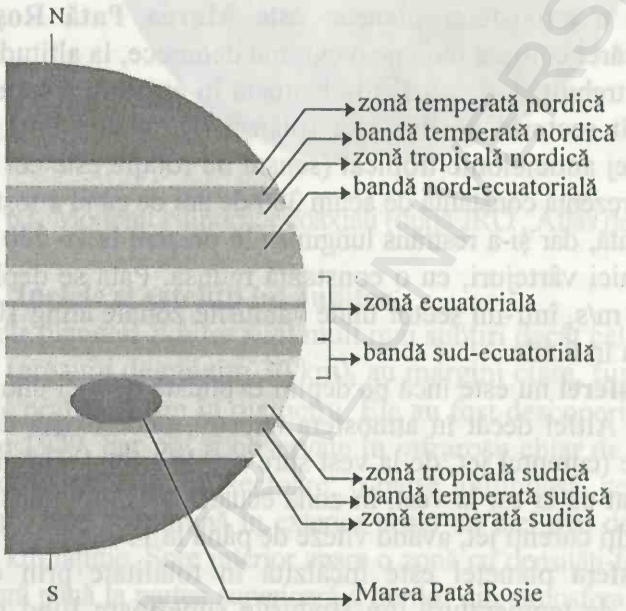


Fig. 62. Dispunerea benzilor noroase pe Jupiter (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Aerosolii sunt compuşi din cristale de amoniac sau hidrosulfat de amoniu (NH_4OHSO_4) prin care se pot explica doar porţiunile albe. Norii albi, care amintesc de cirrus de pe Pământ, sunt rezultatul mişcărilor ascendente din atmosferă şi sunt formaţi din cristale de amoniac pur, la temperaturi de 150 K. Atmosfera planetei este presărată cu nori de diferite culori (predominante sunt roşul, portocaliul, cărămiziul şi gri-albăstriul).

Aceste culori sunt în legătură cu înălțimea la care se află norii și temperatura din atmosferă. De exemplu, norii în nuanțe de albastru sunt specifici atmosferei inferioare, cu temperaturi ridicate. Ei pot fi văzuți pentru că nu apar acoperiți de formațiuni noroase superioare.

Cu altitudinea, culoarea norilor se schimbă; ei devin mai întâi cărămizii, având de obicei și o formă ovală, apoi trec prin nuanțe de la galben la portocaliu, iar la partea superioară a atmosferei sunt albi.

Culorile diferite pot fi puse în legătură cu compușii sulfului existenți în straturile inferioare ale planetei. Sulful, presupus în atmosfera lui Jupiter, apare în urma disocierii sub acțiunea radiației ultraviolete a hidrogenului sulfurat (H_2S).

O caracteristică a atmosferei planetei este **Marea Pată Roșie** din emisfera sudică, a cărei culoare rămâne o enigmă deoarece, la altitudinile la care apare, ea ar fi trebuit să fie albă, fiind situată în atmosfera superioară, mai sus chiar decât sectorul norilor albi (planșa II). Marea Pată Roșie, rezultatul unui vârtej anticiclonic tropical (sensul de rotație este cel al acelor de ceas), are o prezență constantă de acum 300 de ani de când a fost observată pentru prima dată, dar și-a restrâns lungimea în prezent la 26 200 km. În interiorul ei apar mici vârtejuri, cu o constanță redusă. Pata se deplasează spre vest, cu câțiva m/s, într-un sector unde vânturile zonale ating 100 m/s, înconjurând planeta în 6 zile.

Dinamica atmosferei nu este încă pe deplin explicată de nici unul dintre modelele existente. Altfel decât în atmosfera terestră, unde există doar doi curenți de altitudine (curentul jet, de la vest spre est, la latitudinile medii, și cel mai slab, orientat de la est la vest, în zona ecuatorială), în atmosfera lui Jupiter apar mai mulți curenți jet, având viteze de până la 150 m/s.

Totodată, atmosfera planetei este încălzită în totalitate prin căldura internă, diferențele de temperatură din straturile superioare fiind minime între Ecuator și poli (de doar 3^0C). La aceasta se adaugă viteza mare de rotație a planetei.

Aceste particularități conduc la ideea că benzile și zonele dispuse în paralel sunt rezultatul unui sistem convectiv care antrenează în adâncime și corpul lichid al lui Jupiter (model aplicabil și planetei Saturn). Experiențele de laborator au arătat că, în cazul unei sfere care se rotește, convecția internă ia forma unor *cilindri coaxiali* (fig. 63), în care fiecare cilindru dezvoltă propria sa viteză de rotație. La partea superioară apar vânturi zonale orientate diferit și cu viteze diferite în funcție de latitudine (Busse, citat de Gautier, 1990).

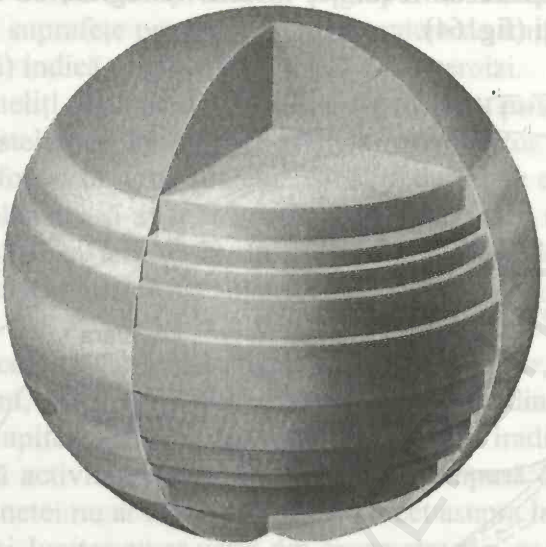


Fig. 63. Modelul cilindrilor coaxiali (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

12.4. Inelele şi sateliţii lui Jupiter

Inelele planetei Jupiter sunt mult mai subţiri decât cele ale lui Saturn sau Uranus (grosimi de maxim 30 km), au margini clare, fiind formate din particule de praf de 4 μm în diametru. Ele au fost descoperite de *Voyager 1*, la 4 martie 1979, dar pot fi observate în infraroşu chiar de pe Pământ. Inelele au în componenţă patru sectoare: o parte luminoasă, centrală, cu lăţimi de 6 000 km, care se termină în exterior printr-un inel mai deschis la culoare, de cca 800 km lăţime. Spre interior apare o zonă cu densităţi foarte reduse, care se desfăşoară până la partea superioară a norilor din atmosfera planetei. Toate sectoarele apar învăluite într-un halou extrem de fin.

În 1985 erau cunoscuţi 16 *sateliţi* ai planetei Jupiter (tabelul 2 şi fig. 64). În afara celor patru sateliţi mari descoperiţi de Galilei în 1610 (**Io**, **Europa**, **Ganimede**, **Callisto**), mai există patru luni mici în imediata vecinătate a planetei (**Adrastea**, **Metis**, **Amalthea**, **Thebe**), pe care o înconjoară pe orbite circulare în planul ei ecuatorial, şi opt sateliţi destul de îndepărtaţi de Jupiter (fig. 64), având orbite cu excentricitate mare (0,37 – **Pasiphae**) şi destul de înclinate faţă de planul ecuatorial planetar (164^0 – **Carme**).

Primii 7 sateliţi ai planetei se află în interiorul puternicei magnetosfere a lui Jupiter. Cei mai îndepărtaţi sateliţi (**Ananke**, **Carme**, **Pasiphae** şi

Sinope) au o mişcare de revoluţie în sens retrograd, ce susţine ipoteza asteroizilor captaţi (fig. 64).

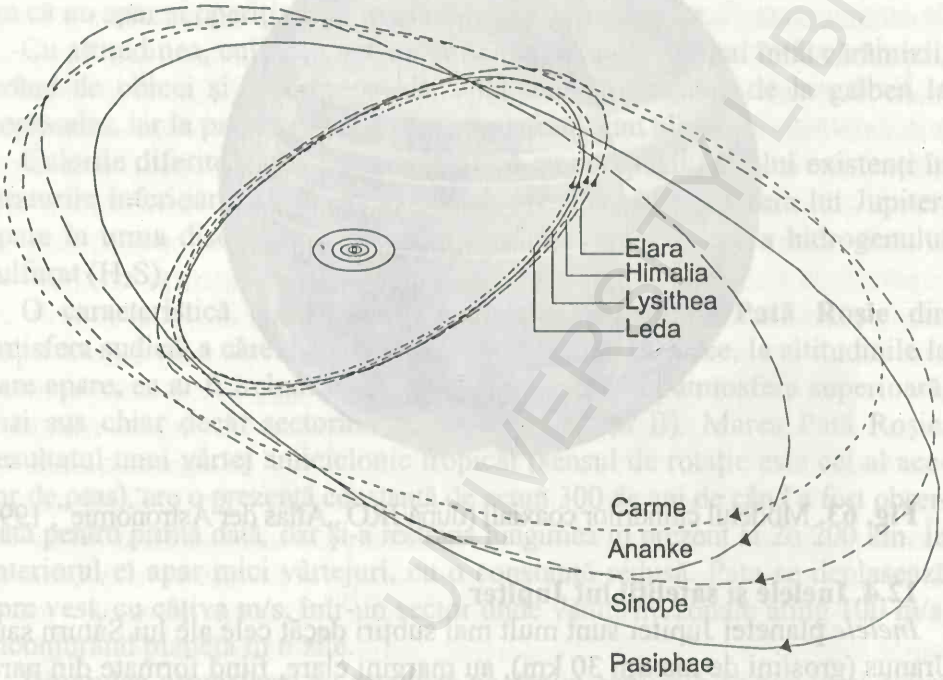


Fig. 64. Sateliţii externi (după Hunt şi Moore, 1981).

Orbita planetei este urmărită de două grupuri de asteroizi numiţi după eroii războiului troian: asteroizii greci (**Ahile, Nestor, Agamemnon, Ajax**), care preced planeta şi cei troieni (**Priam** şi **Enea**), care o urmează la distanţe aproximativ egale cu cca 1/6 din lungimea orbitei lui Jupiter (fig. 65).

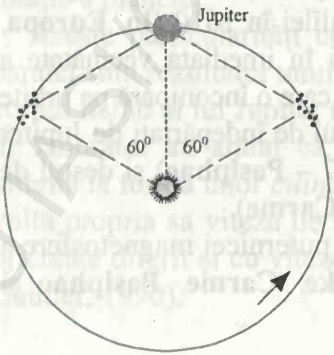


Fig. 65. Asteroizii troieni care preced şi urmează planeta Jupiter (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Asemănarea dintre sateliții externi și grupurile asteroizilor troieni (forme neregulate, suprafețe presărate cu mici cratere de impact și culoare extrem de închisă) indică originea lor inițială din asteroizi.

Cei patru sateliți descoperiți de Galilei s-au format prin acreție din gazul și praful interstelar ce înconjurau planeta, asemănător modului în care planetele s-au fomat în jurul Soarelui. Sateliții au orbite circulare în planul ecuatorial al planetei și stau sub influența puternică a magnetosferei lui Jupiter (planșa II și tabelul 2). În ordinea depărtării de planetă, aceștia sunt: Io, Europa, Ganimede și Callisto.

12.4.1. Io

Io prezintă *cel mai activ vulcanism din sistemul solar*, care continuă de peste 4 mld. ani, datorită forțelor mareice cu amplitudini de peste 100 m exercitate de Jupiter. Căldura generată prin frecare iradiază spre exterior printr-o intensă activitate eruptivă. Deformarea impusă doar prin forța de gravitație a planetei nu ar avea însă nici un efect asupra lunii, dacă distanța dintre aceasta și Jupiter nu ar varia din cauza atracției exercitate de ceilalți sateliți mari: Europa și Ganimede (mai ales în timpul conjuncțiilor).

Voyager 1 a observat opt erupții care atingeau înălțimi cuprinse între 70 și 280 km, ceea ce înseamnă că materialul expulzat avea viteze între 300 și 1 000 m/s, fiind cu mult mai violente decât Etna, Vezuviu sau Krakatoa (în cazul Etnei vitezele sunt de 50 m/s).

Anual, satelitul aduce la suprafață, prin activitatea sa eruptivă, peste 100 mld. tone de material, la care se adaugă râurile de lavă de sute de km lungime, care „reciclează" întreaga suprafață a lunii la fiecare 100 de ani. Acest fapt explică lipsa craterelor de impact și tinerețea scoarței.

Sistemele vulcanice reprezintă 5% din suprafața lui Io. În apropierea craterelor temperatura atinge 17^0C, în timp ce în jur este de -146^0C. Suprafața satelitului, colorată în nuanțe variind de la roșu la galben, indică prezența unor cantități mari de sulf, iar porțiunile albe sunt compuse din dioxid de sulf (SO_2) solid.

Totodată, Io este singurul satelit al lui Jupiter care are și o atmosferă cu grosimi de cca 700 km. Aceasta dezvoltă o presiune maximă de 10^{-3} milibari la Ecuator, fiind compusă predominant din SO_2. Activitatea vulcanică intensă este sursa de alimentare, cu cca o tonă pe secundă, a unui imens „inel" (tor) de ioni de sulf și oxigen, care înconjoară orbita lui Io în jurul lui Jupiter. Acesta formează partea internă a magnetosferei, unde se înregistrează un curent electric de 5 mil. amperi (fig. 60).

12.4.2. Europa

Cel mai mic dintre sateliții descoperiți de Galilei, Europa, pare format dintr-un nucleu silicatic, cu o rază de 1 400 km, care suportă o manta subțire din gheață sau apă.

Caracteristica sa morfologică este dată de liniile închise la culoare care brăzdează suprafața de gheață a Europei. Acestea au atât traiectorii drepte, cât și traiectorii curbe sau neregulate, cu lungimi de la sute la mii de km și lățimi de la 10 la 70 km. Fracturile se concentrează în sectoarele deschise la culoare, dar se remarcă și regiuni mai întunecate, caracterizate printr-un număr foarte redus de cratere de impact.

Evoluția satelitului pare să fi urmat *trei etape*. În prima etapă, Europa era acoperită de un „ocean" care invadase suprafața sa inițială, silicatică. Acest ocean, care pe alocuri avea adâncimi de 100 km, a șters din relief urmele bombardamentului meteoritic suferit de crusta silicatică.

A doua fază se referă la înghețarea până în profunzime a oceanului și la formarea scoarței actuale. Expansiunea ulterioară a crustei (până la 15%), datorită mișcărilor convective din manta, a generat nenumăratele fracturi. Aceste rupturi în crusta de gheață pot fi, în parte, și rezultatul influențelor mareice exercitate de planetă.

Ultima etapă se referă la umplerea fracturilor respective cu material adus din manta.

12.4.3. Ganimede

Ganimede este cel mai mare satelit al planetei Jupiter și, totodată, cel mai mare satelit din întregul sistem solar. Densitatea sa foarte mică (1,93 g/cm^3) arată că el este compus, în cea mai mare parte, din gheață și apă. Structura sa internă indică existența unui nucleu solid, învăluit într-o manta de apă sau gheață. Imaginile transmise de *Voyager 2* relevă o morfologie extrem de complexă, unică în sistemul solar. Suprafața de gheață a satelitului apare compusă din *două părți* distincte, dar egale ca extindere: *una întunecată*, iar alta *deschisă* la culoare. Suprafețele închise au aspect poligonal și sunt presărate cu numeroase cratere de impact, vechi de peste 4 mld. ani. Acest fapt demonstrează că ele constituie fragmente din crusta inițială, formată din gheață cu densitate mai mare. Sectoarele vechi apar bine delimitate între ele prin fâșii deschise la culoare. Acestea sunt mai noi și par compuse din canale foarte largi și lungi de sute de km, a căror origine nu este pe deplin cunoscută.

Procesul care a dus la formarea sistemului de fracturi trebuie pus în legătură cu structura internă a satelitului, afectat la un moment dat de mișcări convective. Acestea au provocat rupturi în crusta de gheață și rocă, cu

grosimi de până la 300 km. Fracturile au fost umplute cu apă şi gheaţă din manta, având densitate mai mică.

12.4.4. Callisto

Este cel mai întunecat dintre sateliţii lui Jupiter (deşi apare mult mai luminos comparativ cu Luna), fiind format dintr-un amestec de gheaţă şi silicaţi.

Caracteristica sa morfologică este dată de densitatea mare a craterelor de impact. Acestea au diametre de cca 100 km (cu excepţia bazinului *Walhalla*, de 600 km) şi provin din ultima fază a bombardamentului meteoritic, începută acum 3,5 mld. ani. Crusta de gheaţă ce acoperă luna nu a păstrat craterele mai mari şi mai vechi, datorită unui fenomen de expansiune a scoarţei pe baza proceselor convective din manta.

Expansiunea scoarţei a luat sfârşit acum cca 3,5 mld. ani, când s-a încheiat faza de diferenţiere a materialului din interiorul satelitului într-un nucleu solid înconjurat de o manta de gheaţă sau apă cu grosimi de 1 000 km şi o scoarţă de gheaţă cu grosimi de 100–200 km.

13. Saturn (♄)

Raza medie ecuatorială	60 268 km
Densitatea	0,69 g/cm^3
Masa	56,85 • 10^{25} kg
Înclinarea pe orbită	29^0
Excentricitatea	0,055
Durata revoluţiei	10 759 zile (29,45 ani)
Durata rotaţiei	10,23 ore (exterior); 10,67 ore (interior)

13.1. Caractere generale

A şasea planetă de la Soare şi a doua ca mărime din sistemul solar, Saturn îşi împrumută *numele* de la zeul secerişului din mitologia romană, întrucât poziţia sa pe boltă este cel mai bine exprimată în această perioadă a anului.

Planeta, cunoscută încă din Antichitate, este urmărită în 1610, prin intermediul lunetei, de către Galilei. El este cel care atrage atenţia asupra „urechilor lui Saturn", observaţie ce va fi interpretată ulterior ca fiind legată de existenţa unor inele bine evidenţiate sau a unor sateliţi importanţi (Huygens, 1656; Cassini, 1705; Maxwell, 1859).

Staţiile automate *Pioneer 10* şi *11* (1976–1979), dar mai ales *Voyager 1* şi *2*, care au survolat în noiembrie 1980 şi, respectiv, august 1981 sistemul Saturn, au transmis numeroase informaţii şi imagini cu o mare rezoluţie privind atât planeta, cât şi satelitul său cel mai mare, Titan. Informaţii suplimentare vor culege sondele spaţiale *Cassini* şi *Huygens*, lansate în octombrie 1997, care vor atinge sistemul Saturn în anul 2004. O secvenţă importantă a acestui program este coborârea pe Titan a sondei *Huygens*, care va transmite spre *Cassini* date privind compoziţia atmosferică şi caracteristicile suprafeţei satelitului.

Saturn prezintă, datorită perioadei sale scurte de rotaţie, o bombare accentuată a domeniului ecuatorial, raza fiind aici cu 9,6% mai mare comparativ cu cea polară (la Jupiter această valoare este de doar 6,5%). Asemeni planetei Jupiter, şi Saturn emite de 1,76 ori mai multă radiaţie decât primeşte, fapt ce indică existenţa unei puternice surse interne de energie. După unii cercetători este vorba despre un rest din energia termică de acreţie (Gautier, 1990, JRO „Atlas der Astronomie").

Alte modele de evoluţie indică însă posibilitatea ca planeta să-şi fi epuizat întreaga resursă internă de energie încă de acum 2 mld. de ani, din cauza mărimii ei relativ reduse comparativ cu Jupiter. Radiaţia actuală ar reprezenta radiaţia reziduală a unui corp care se răceşte treptat.

O altă ipoteză se referă la faptul că spre interiorul planetei, acolo unde presiunea atinge 2–3 atmosfere, hidrogenul atomic împrumută calităţi metalice, ducând la o creştere însemnată a densităţii şi conductibilităţii electrice a învelişului respectiv. Aceasta deoarece atomii de hidrogen aproape se „ating", iar electronii pot cu uşurinţă trece, în aceste condiţii, de la un atom la altul, conducând curentul electric. Totodată, modele termodinamice indică posibilitatea ca în condiţii propice de temperatură, de peste 8 000 K, heliul să nu mai devină solubil în hidrogenul lichid. El ar putea condensa sub forma unor „picături" de heliu care ar migra spre centrul planetei, eliberând în cadrul acestui proces energie gravitaţională (Gautier, 1990).

Curenţii electrici care izvorăsc din interiorul planetei determină un puternic câmp magnetic, care este însă de 10 ori mai mic faţă de cel al planetei Jupiter.

O caracteristică aparte a lui Saturn este coincidenţa între axa polilor magnetici şi cea de rotaţie a planetei (cu un unghi mai mic de 1^0), ce impune o magnetosferă uniformă, cu o lăţime de 1–1,5 mil. km spre Soare şi de peste 2,5 mil. km, în partea opusă acestuia.

În interiorul magnetosferei, în afara inelelor şi a sateliţilor, au fost identificate *trei regiuni* distincte. De la planetă spre exterior apare un *tor compus din*

atomi de hidrogen. Între orbitele sateliților Enceladus și Dione s-a constatat un *brâu gazos, format predominant din ioni pozitivi de oxigen* (O^+), eliberați de pe suprafața sateliților Dione și Tethys. La exteriorul său apare un al treilea tor, extins până dincolo de orbita lui Titan, compus preponderent din *atomi și ioni de hidrogen* (cca 20 atomi/cm^3), precum și din molecule de H_2^+ și H_3^+, cu o mare energie, ce provin din atmosfera lui Titan și din ionosfera lui Saturn.

Deoarece particulele încărcate electric din vântul solar sunt absorbite de către inelele planetei, magnetosfera lui Saturn nu prezintă centuri de radiații, așa cum sunt ele cunoscute din cercetarea magnetosferei terestre (III.4.3.). Dincolo de 65^0 latitudine, *Voyager 1* și *2* au înregistrat manifestarea aurorelor polare.

13.2. Atmosfera

Densitatea redusă (0,69 g/cm^3, Saturn fiind **singura planetă cu o densitate mai mică decât apa**) indică preponderența hidrogenului și a heliului în compoziția planetei, elemente care participau într-o mare măsură la alcătuirea părții exterioare a nebuloasei protosolare. Deși Saturn prezintă la partea superioară a atmosferei aceeași simetrie și dispunere în benzi noroase ca și Jupiter, dovadă a unei dinamici corespondente, structura internă a planetei este diferită.

Atmosfera apare ca un înveliș gros de 30 000 km compus în proporție de 93% din hidrogen molecular și de 7% din heliu (comparativ, acesta participă cu 11% în atmosfera lui Jupiter). Temperaturile ating 140 K, iar presiunea înregistrează 1 bar. În partea inferioară a atmosferei apar în cantități mai reduse toate substanțele conținute în nebuloasa primordială (carbon, azot, oxigen, metale, silicați etc.), a căror concentrație exactă nu este încă cunoscută.

Sub acest înveliș se individualizează un strat gros de 5 000 km, unde, la temperaturi de peste 8 000 K și presiuni de $2 \cdot 10^6$ bari, atomii de hidrogen prezintă un comportament asemănător metalelor. Aici se formează picăturile de heliu, ce cad asemeni unei „ploi" spre interiorul planetei. Procesul, care pare a se continua de peste 2 mld. de ani, eliberând mari cantități de energie, duce la separarea unui înveliș inferior, gros de 10 000–12 000 km, îmbogățit în heliu. În condiții termice de peste 10 000 K și presiuni de $10 \cdot 10^6$ bari, heliul se reintră în combinație cu hidrogenul.

În centrul planetei se dezvoltă un nucleu solid din silicați și metale, la care este posibil să se adauge gheață din metan, apă și amoniac. Nucleul ocupă 1,2 % din volumul planetei, având o rază de cca 15 000 km.

Norii atmosferei superioare par a forma un fel de ceaţă incoloră din cristale de amoniac, ce estompează coloritul în benzi al planetei. Mai jos se dezvoltă un strat noros, de asemenea incolor, compus dintr-un amestec de apă şi amoniac. Limita inferioară a norilor din amoniac trebuie să se situeze la presiuni de 1 atm., având grosimi de 30 km.

Formaţiunile noroase inferioare, divers colorate, se desfăşoară între limitele de presiune de 2–3 atm., iar nuanţele lor sunt date de elemente compoziţionale încă necunoscute. Deplasarea norilor atmosferei înalte este corelată cu viteza vântului, impusă de mersul pe verticală al temperaturilor din atmosfera inferioară. De aici rezultă că energia termică din interiorul planetei se transformă în energie cinetică spre partea superioară a atmosferei, întreţinând vânturi extrem de puternice.

Dinamica atmosferei este marcată de vânturi pe direcţie estică mult mai intense comparativ cu cele vestice, antrenând atmosfera pe o grosime de cel puţin 2 000 km. Domeniul ecuatorial, cuprins între $\pm 30^0$ latitudine, se roteşte de la vest spre est cu viteze maxime de până la 500 m/s (între $\pm 10^0$).

Fenomenele atmosferice specifice sunt formaţiunile cu aspect oval, simetric, extrem de stabile şi divers colorate (în roşu, alb, maro). Ele reprezintă cicloni dispuşi la limita vânturilor de est şi de vest.

O altă caracteristică o reprezintă o bandă închisă la culoare, ce apare la 46^0 N, probabil un curent vestic cu viteze foarte mari. La limita nordică a benzii se formează cicloni, în partea ei sudică, anticicloni. În atmosfera terestră nu este cunoscut un fenomen asemănător.

Cel de-al treilea element dinamic specific se referă la aşa-numitele „aspecte convective": prezenţa de scurtă durată a unor nori neregulaţi în cadrul curentului-jet, ce se deplasează la 39^0 N spre vest şi a căror cauză sau origine este necunoscută.

13.3. Inelele şi sateliţii planetei Saturn

Inelele reprezintă miliarde de mici corpuri cosmice prinse în planul ecuatorial al planetei, fiind un fenomen puţin explicat.

În prezenţa puternicului câmp gravitaţional al planetelor gigant, obiectele mai mari sunt fragmentate prin forţe mareice într-un nor de sfărâmături (cu diametre de la sub un metru la peste un km) şi praf (toate particulele fiind învelite în gheaţă). Norul, rămânând captiv, se roteşte în jurul planetei. Forţele mareice reprezintă atracţia diferită la care este supusă fiecare particulă componentă a unui satelit, în funcţie de distanţa faţă de planetă. Dacă forţele mareice care acţionează asupra unui anumit obiect depăşesc forţele sale de

coeziune, acesta se va desface în fragmente corespunzătoare distanței la care se găsește, în așa fel încât echilibrul celor două forțe să fie refăcut.

De exemplu, dacă Luna s-ar fi găsit la 18 000 km depărtare de Terra, ea ar fi fost îmbucătățită în fragmente cu diametrul de 200 km, care ar fi suferit ulterior repetate coliziuni, formând în cca un an un inel în jurul Pământului.

În jurul lui Saturn nu se poate menține nici un obiect mai mare de câțiva km pe o rază de 140 000 km de la centrul planetei. Limita până la care un obiect este instabil în apropierea unui alt corp cosmic poartă denumirea de *limita Roche* (după numele matematicianului francez Édouard Roche, care a calculat-o în 1850).

Inelele lui Saturn sunt cele mai impesionante din sistemul solar, apărând sub forma unor zone cu luminozități diferite (planșa III). Sistemul de inele începe la 7 000 km înălțime deasupra limitei norilor atmosferici, dezvoltându-se pe o lățime de peste 74 000 km (fig. 66).

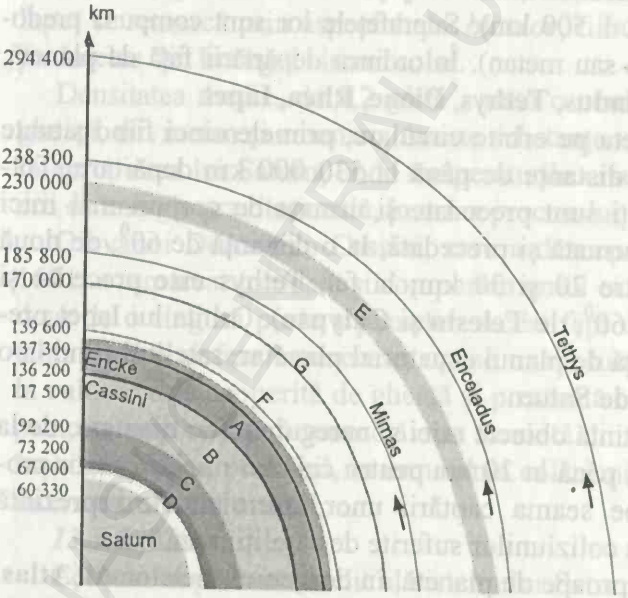


Fig. 66. Inelele lui Saturn (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990, modificat).

Primul inel de la planetă, **inelul D**, este compus din material foarte fin, fiind cel mai transparent şi mai puţin luminos. Urmează **inelul C**, pe o distanţă de cca 20 000 km, având culoarea gri a gheţii murdare şi, totodată, o mare transparenţă. **Inelul B** se dezvoltă pe 25 000 km lăţime, fiind despărţit de **inelul A** prin **discontinuitatea Cassini**, cu lăţimi de 500 km. Inelul A are lăţimi de 15 000 km, iar în interiorul său apare **discontinuitatea Encke**. La exteriorul inelului A mai apar trei inele (F, G şi E), invizibile de pe Pământ şi compuse din materie difuză, ce se pare că încercuieşte planeta până la o depărtare de 550 000 km.

Inelele interioare se rotesc în 7h 46' în jurul lui Saturn, cele exterioare în 14h 27'. Toate inelele sunt compuse la rândul lor din sisteme de inele mult mai înguste, cu grosimi de sub 1 km şi margini bine delimitate. Probabil că un halou difuz, compus din particule extrem de fine, învăluie, de asemenea, inelele pe o distanţă mult mai mare de la planetă.

Înainte de misiunile *Pioneer* şi *Voyager* se ştia de existenţa a numai 11 *sateliţi*, până în prezent fiind identificaţi peste 17 (tabelul 2).

În afara lui **Titan**, cu un diametru de 5 150 km, se mai pot număra şase sateliţi, având dimensiuni intermediare satelitului jupiterian Amalthea şi Lunii (diametre cuprinse între 400 şi 1 500 km). Suprafeţele lor sunt compuse predominant din gheaţă (din apă sau metan). În ordinea depărtării faţă de planetă, sateliţii sunt: **Mimas, Enceladus, Tethys, Dione, Rhea, Iapet**.

Lunile înconjoară planeta pe orbite circulare, primele cinci fiind situate în planul ei ecuatorial, la distanţe de până la 530 000 km depărtare. Totodată, orbitele unor sateliţi sunt precedate şi urmate de corpuri mai mici (de exemplu, Dione este urmată şi precedată, la o distanţă de 60^0, de două corpuri cu dimensiuni între 20 şi 30 km; la fel, Tethys este precedat şi urmat, tot la o distanţă de 60^0, de **Telesto** şi **Calypso**). Orbita lui Iapet prezintă o înclinare de 47^0 faţă de planul ecuatorial planetar, satelitul fiind la o distanţă de 3,5–4 mil. km de Saturn.

Restul sateliţilor reprezintă obiecte mici şi neregulate (cu diametre de la 350 km pentru **Hyperion**, până la 20 km pentru cei mai mici), a căror proveniență este pusă fie pe seama captării unor asteroizi, fie reprezintă fragmente rămase în urma coliziunilor suferite de sateliţii mai mari.

Sateliţii situaţi foarte aproape de planetă, în domeniul inelelor A (**Atlas**, 20–40 km) şi F (**Prometeu**, 140–180–80 km, şi **Pandora**, 110–90–80 km), determină probabil marginile clare, bine delimitate, ale inelelor.

Trei dintre sateliţii planetei Saturn prezintă caracteristici deosebite (planşa III): *Enceladus*, cu o activitate geologică intensă, a cărei sursă nu este cunoscută, luna fiind mult prea mică pentru a avea resurse interne de

energie, *Iapet*, cu o parte întunecată şi o alta luminoasă şi *Titan*, având o atmosferă densă din azot.

13.3.1. Enceladus

Deşi are mărimea aproximativă a lui Mimas, satelitul a surprins lumea ştiinţifică, ce se aştepta să găsească aici acelaşi corp inactiv şi presărat cu cratere de impact ca în cazul lui Mimas. Enceladus prezintă în schimb o suprafaţă recent modificată (100 mil. ani) de o intensă activitate geologică (terenuri tinere, lipsite de cratere de impact, fluvii de gheaţă etc.).

O sursă energetică încă neexplicabilă (luna este prea mică pentru a mai păstra energia de acreţie, procesele radioactive sunt improbabile, necesitând prezenţa unei mari cantităţi de uraniu, iar o încălzire prin intermediul forţelor mareice, ca în cazul lui Io, este imposibilă prin masa redusă a satelitului) menţine la o adâncime de 10–20 km o manta activă, vâscoasă.

Deşi nu au putut fi recunoscute formaţiuni vulcanice, precum cele de pe Io, prezenţa unei densităţi maxime a inelului E în dreptul lui Enceladus indică existenţa unor manifestări eruptive, care expulzează continuu materie în spaţiu.

13.3.2. Iapet

Situat la periferia sistemului Saturn, la 4 mil. km depărtare de planetă, Iapet se remarcă prin aspectul său *bicolor*, fiind poate obiectul cel mai puţin înţeles din întregul sistem solar.

Densitatea medie, de 1,2 g/cm^3, arată o compoziţie dintr-un amestec de gheaţă, din metan şi amoniac. Aceste substanţe volatile nu au putut condensa în apropierea lui Saturn, unde temperaturile erau mai ridicate datorită iradierii de energie gravitaţională, în urma procesului de contracţie a planetei.

Giovanni Domenico Cassini, care a descoperit mica lună (238 km) în 1671, a remarcat totodată şi comportamentul ei ciudat, care o făcea vizibilă doar de o singură parte a planetei. Acest fapt devine explicabil prin existenţa unei emisfere întunecate, opuse uneia luminoase. Suprafaţa deschisă la culoare este acoperită de gheaţă şi presărată cu numeroase cratere de impact, în timp ce faţa întunecată este formată dintr-un material de 10 ori mai închis, asimilat, probabil, în urma unei coliziuni sau ajuns la suprafaţă prin intermediul unor erupţii.

13.3.3. Titan

Cel mai important satelit al sistemului Saturn, Titan a fost descoperit în 1655 de către Christiaan Huygens. Acesta a observat un corp care executa o mişcare de revoluţie, în timp de 16 zile, pe o orbită circulară aflată în planul ecuatorial al planetei. Titan a fost cel de-al şaselea satelit descoperit în sistemul solar, după Lună şi cei patru sateliţi mari ai planetei Jupiter.

Titan este un corp în multe privinţe foarte asemănător planetelor telurice, având o masă de $1,35 \cdot 10^{26}$g, o rază ecuatorială de 2 575 km şi o densitate de 1,88 g/cm^3. Densitatea sa indică o compoziţie dintr-un nucleu silicatic (cu o rază de 1 700 km şi 55 % din masa satelitului) înconjurat de gheaţă din metan, apă şi amoniac. Absenţa unei magnetosfere arată lipsa unor curenţi de convecţie într-un nucleu lichid.

Titan are, ca unicat între sateliţii sistemului solar, şi o *atmosferă bine dezvoltată* pe mai mult de 400 km înălţime, ce exercită o presiune la sol de 1,6 bari (pe Terra ea este de 1 bar). Compoziţia este asemănătoare atmosferei terestre primitive, cu o pondere mare în N_2, Ar şi CH_4.

Temperatura de 95 K (-178^{0}C) face posibilă existenţa la suprafaţa lunii a unor oceane şi mări din etan (în care metanul apare dizolvat), precum şi a unor continente de gheaţă, acoperite de nori din metan din care poate picura o ploaie de metan. Prin procese fotochimice complexe, metanul este transformat în etan (C_2H_6), acetilenă (C_2H_2), etilenă (C_2H_4) şi, în combinaţie cu azotul, se formează acid cianhidric (HCN), o importantă moleculă organică ce stă la baza aminoacizilor. Temperaturile reduse de pe Titan împiedică însă desfăşurarea unor procese complexe de chimie organică.

Moleculele condensează în atmosfera rece la 200 km deasupra solului, formând aerosoli cu dimensiuni de 0,2–1 μm, ce colorează în portocaliu stratul gazos, făcându-l opac. Datorită greutăţii lor, aerosolii organici coboară lent, sedimentând la suprafaţa lunii, unde formează, probabil, un strat gros de peste 1 km. În schimb, hidrogenul scapă în spaţiul cosmic (peste 1 kg/s), alimentând centura din hidrogen atomic şi molecular ce înconjoară orbita satelitului.

BCU IASI CENTRAL LIBRARY

14. Uranus (⊙)

Raza medie ecuatorială	25 559 km
Densitatea	1,19 g/cm^3
Masa	8,66 • 10^{25} kg
Înclinarea pe orbită	97,9^0
Excentricitatea	0,048
Durata revoluției	30 685 zile (84 ani)
Durata rotației	17,12 ore (exterior)
	17,14 ore (interior)

14.1. Caractere generale

A șaptea planetă din sistemul solar și a patra ca mărime, Uranus își împrumută *numele* de la zeul cerului din mitologia greacă, datorită culorii sale de o nuanță verde-albăstruie. Acest fapt poate fi o urmare a prezenței metanului în atmosfera planetei, care absoarbe radiația din spectrul roșu spre oranj.

Necunoscută lumii antice (deși cu un albedou de 0,9, Uranus este cea mai strălucitoare dintre planete, Venus având 0,76), ea a fost descoperită întâmplător de către William Herschel (muzician și astronom amator englez) la 13 martie 1781. Pe data 24 ianuarie 1986, sonda spațială *Voyager 2* a survolat pentru câteva ore planeta, trimițând 7 000 de imagini spre Pământ, împreună cu numeroase măsurători efectuate asupra câmpului magnetic și a emisiei radio.

Deși are dimensiuni mai mici, Uranus prezintă un sistem de inele și are o densitate asemănătoare cu cea a planetei Jupiter, fapt care indică o compoziție alcătuită în proporție de 99% din hidrogen și heliu. Raportul dintre hidrogen și heliu este asemănător celui din Soare și din nebuloasa primară. Heliul înregistrează o pondere de 15%, ceea ce arată că planeta nu a fost afectată de modificări importante în decursul evoluției sale.

Specifică lui Uranus este înclinarea mare a axei polilor, aflată practic în planul orbital al planetei (fig. 67), la care se adaugă și o rotație de tip retrograd, de la est spre vest. Planul Ecuatorului formează un unghi de 98^0 cu axa polilor, iar orbitele sateliților prezintă, în consecință, o traiectorie aproape verticală pe planul orbital al planetei.

Uranus își expune polii spre Soare, într-o alternanță de 42 de ani (fig. 67). În aceste condiții ar fi fost de așteptat înregistrarea unor diferențe termice mari între cei doi poli. În realitate însă, polul umbrit este chiar ceva mai cald decât cel însorit. Fenomenul este explicabil prin inerția termică mare a

atmosferei, datorită temperaturilor ei scăzute. Cele mai reci regiuni se încadrează între 20^0 şi 40^0 latitudine, având valori de cca 60 K. Oscilaţia anotimpuală (şi diurnă totodată) la poli nu depăşeşte 5^0.

Planeta prezintă un câmp magnetic de 50 de ori mai puternic comparativ cu cel terestru, ca urmare a efectului de dinam rezultat din frecarea nucleului cu învelişul lichefiat. Câmpul magnetic are centuri de radiaţii asemănătoare celor van Allen, iar axa polilor magnetici este înclinată faţă de axa de rotaţie cu 60^0.

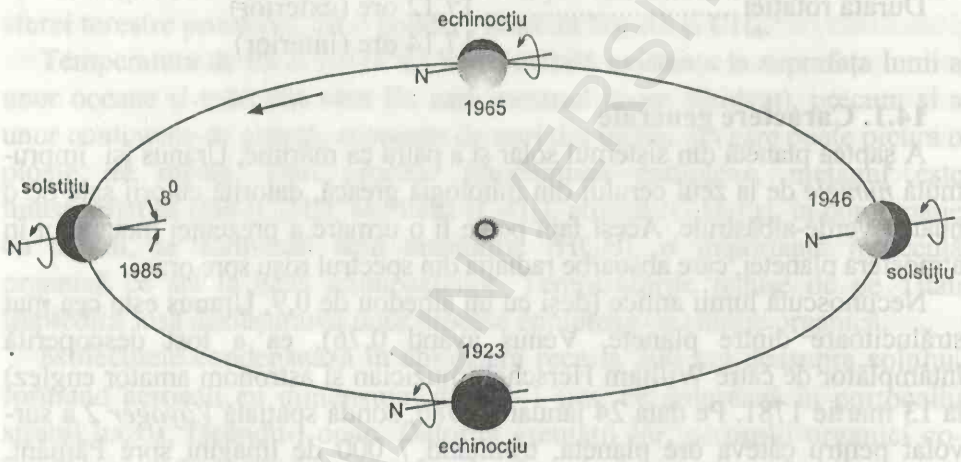


Fig. 67. Rotaţia şi revoluţia planetei Uranus (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

14.2. Atmosfera

Structura planetei relevă un *înveliş exterior*, compus din molecule de hidrogen, heliu şi metan, sub care se dezvoltă un strat gros de 10 000 km din *gheaţă de metan, apă şi amoniac*. Interiorul planetei prezintă un *miez lichid sau solid*, din silicaţi şi fier, având o rază de 7 500 km. Temperaturile ating în nucleu 7 000 K, iar presiunile, 20 mil. atm.

Creşterea presiunilor spre interiorul planetei nu este însă suficient de mare pentru a determina lichefierea hidrogenului şi comportamentul său metalic. Totodată, faptul că la o masă mai mică planeta are o densitate mai mare, comparativ cu Saturn sau Jupiter, arată că ea deţine în interior cantităţi mai reduse de hidrogen şi heliu. De asemenea, Uranus nu prezintă dovezi din care să decurgă existenţa unei surse proprii de energie, cum este situaţia în cazul lui Saturn sau Jupiter.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dinamica atmosferei este dedusă din deplasarea formațiunilor noroase dispuse în benzi întunecate și luminoase, paralel cu Ecuatorul. Atmosfera se rotește mai rapid în regiunile polare și mai lent spre Ecuator, unde, la latitudinile de 25^0, efectuează o rotație în 17 ore (Brahic, JRO „Atlas der Astronomie", 1990). Vânturi puternice bat la latitudini de 35^0 din direcție vestică, având viteze maxime de 300–360 km/h (rotirea straturilor superioare se face în 16h 18').

14.3. Inelele și sateliții planetei Uranus

La 10 martie 1977, la trecerea lui Uranus prin dreptul unei stele fixe, au putut fi observate *nouă inele* înguste, foarte întunecate și cu margini bine delimitate, dispuse în planul ecuatorial al planetei. Lățimea inelelor este însă neuniformă, opt dintre ele dezvoltându-se pe maxim 10 km. Trei au formă circulară, restul de șase fiind eliptice. Al doilea și al treilea inel al planetei sunt ușor înclinate față de planul Ecuatorului, iar între primul inel și partea superioară a atmosferei apare un sector cu materie difuză.

Misiunea *Voyager 2* a dus la identificarea a cel puțin încă două inele, situate la 45 736 km și, respectiv, la 50 040 km depărtare de centrul planetei, dar este presupusă și existența altor inele, având lățimi nu mai mari de 50 m.

Inelele sunt compuse din particule având dimensiuni de la 1 cm la cca 1 m, rareori cu diametre de câțiva km, și cu o densitate în suprafață cuprinsă între 10 și 100 g/cm^2.

Înainte ca sonda *Voyager 2* să survoleze sistemul Uranus, erau cunoscuți doar cinci mici *sateliți*, situați în planul ecuatorial al planetei. Cei mai mari, **Titania** și **Oberon**, fuseseră descoperiți de către William Herschel în 1787; **Ariel** și **Umbriel** de către William Lassell în 1851, iar cea mai mică și mai apropiată lună de planetă, **Miranda**, în 1948, de către Gerard Kuiper. Sateliții sunt compuși, probabil, dintr-un amestec de gheață și silicați, iar temperaturile și presiunile interne sunt mult prea reduse pentru a putea menține un nucleu în stare lichidă.

Oberon și **Umbriel** poartă amprenta unor cratere mari, cu diametre de 50 și 100 km, care indică o suprafață veche, cu o morfologie modelată de primele impacturi meteoritice. **Titania** și **Ariel** sunt presărate cu numeroase cratere mici, atrăgând atenția asupra unei morfologii ceva mai recente, apărute spre sfârșitul bombardamentului meteoritic (când dimensiunile acestora au scăzut).

Miranda (cu aproape 500 km în diametru) are o morfologie extrem de complexă, cu văi, dealuri, falii, canioane, abrupturi, podișuri, cratere etc. Răspândirea lor stă la baza clasificării suprafeței satelitului în două cate-

gorii: *terenuri vechi*, modelate prin numeroase cratere de impact şi *regiuni recente*, lipsite de cratere.

Fenomenul după care un obiect cu o masă atât de redusă precum cea a Mirandei ($1,7 \cdot 10^{20}$ kg) poate prezenta o structură geologică şi morfologică atât de variată este încă inexplicabil. Un model probabil este acela al fragmentării scoarţei în blocuri de gheaţă şi rocă de diferite dimensiuni, ca urmare a unei importante coliziuni (sistemul Uranus a suferit de 600–700 de ori mai multe coliziuni cu comete decât cel al lui Jupiter). Gheaţa având tendinţa de a rămâne la suprafaţă, iar roca de a se scufunda spre centrul lunii au determinat o reorganizare a materiei, însoţită de tensiuni mari ce au dus la modelarea aspectului actual al suprafeţei Mirandei.

Imaginile de pe *Voyager 2* au indicat existenţa a încă 10 sateliţi mici, situaţi între orbita Mirandei şi planetă (tabelul 2). Densitatea acestora înregistrează, pe ansamblu, valori mai mari comparativ cu cele ale sateliţilor sistemului Saturn, fiind de 1,6 g/cm^3, faţă de 1,2 g/cm^3, la Saturn (excepţie face Titan). Faptul indică o pondere crescută a rocilor în constituţia acestor corpuri cosmice. Culoarea întunecată (doar cca 5 % din radiaţia primită este reflectată înapoi în spaţiu) se poate datora unor suprafeţe îmbogăţite în carbon.

15. Neptun (♆)

Raza medie ecuatorială	24 764 km
Densitatea	1,76 g/cm^3
Masa	$10,30 \cdot 10^{25}$ kg
Înclinarea pe orbită	$28,8^0$
Excentricitatea	0,009
Durata revoluţiei	60 189 zile (164 ani)
Durata rotaţiei	17,8 ore (exterior); 16,7 ore (interior)

15.1. Caractere generale

Neptun este a opta planetă de la Soare, cea mai mică din grupul celor gigant, dar şi cea mai densă, fiind cu aproape 64 % mai grea decât dacă ar fi fost compusă în întregime din apă.

Deşi albedoul este de 0,82, fiind de peste două ori mai mare decât cel al Pământului (în condiţiile în care Neptun primeşte de cca 900 de ori mai

puţină energie solară comparativ cu Terra), planeta nu poate fi observată cu ochiul liber, iar prin telescop apare ca un mic disc albăstrui. Culoarea sa deosebită se datorează cantităţii mari de metan din atmosfera planetei, care absoarbe radiaţia solară de undă lungă (spre capătul roşu al spectrului radiativ), reflectând culorile spre extremitatea albastră a spectrului. Faptul a făcut ca planetei să i se acorde *numele* de Neptun, zeul mărilor în mitologia romană.

Galileo Galilei a observat planeta încă din ianuarie 1613, când urmărea sistemul lui Jupiter, dar el nu a realizat niciodată că identificase o nouă planetă.

Descoperirea lui Neptun s-a bazat pe constatarea făcută în sec. XVIII–XIX, a diferenţelor între poziţia pe bolta cerească a planetei Uranus şi poziţia la care aceasta ar fi trebuit să se găsească conform calculelor. Oscilaţiile lui Uranus au fost puse în legătură cu atracţia gravitaţională a unei planete exterioare.

În 1845, astronomii Adams din Cambridge şi Le Verrier din Paris au stabilit în mod independent, prin calcule matematice, masa planetei şi caracteristicile orbitei sale. Un an mai târziu, la 23 septembrie 1846, astronomul Galle, de la Observatorul din Berlin, a descoperit noua planetă, pe baza calculelor efectuate de Le Verrier. Tot în 1846 a fost identificat, de către astronomul Lassell, şi satelitul mai mare al lui Neptun, Triton, cu un diametru de 2 705 km. În 1949, Kuiper observă micul satelit Nereida, cu un diametru de 340 km.

Prin trecerea, în 1981, a planetei Neptun prin dreptul unei stele fixe, a putut fi descoperit sistemul său de inele. Observaţii asemănătoare se făcuseră şi cu un an înainte. Totodată, inelele nu păreau că încercuiesc uniform planeta, fapt ce ar fi indicat prezenţa unor posibili sateliţi ce atrăgeau gravitaţional materia, segmentând cercul.

Date suplimentare au fost transmise abia de către staţia *Voyager 2*, care, la 25 august 1989, a trecut la 4 950 km depărtare deasupra Polului Nord al planetei, descoperind atât sistemul de inele (care este nefragmentat), cât şi prezenţa altor şase sateliţi, mai mici.

Cinci ore mai târziu, *Voyager 2* a trecut la cca 40 000 km de Triton, ultimul corp ceresc pe care avea să-l mai studieze pe traseul său spre marginea sistemului solar.

Pentru ca o planetă să prezinte un câmp magnetic, trebuie ca ea să dispună de un înveliş aflat încă în stare lichidă şi cu o conductibilitate electrică mare, cât şi de o sursă de energie care să menţină dinamismul acestui înveliş. Neptun prezintă un câmp magnetic înclinat cu 47^0 faţă de

axa sa de rotație și care este situat la 0,5 raze față de centrul fizic al planetei. Acest lucru presupune prezența curenților electrici mai aproape de suprafața planetei decât în cazul Terrei, al lui Jupiter sau Saturn. Polaritatea câmpului magnetic este inversă față de cea a Pământului, având însă aceeași orientare cu cea a planetelor Jupiter și Saturn.

15.2. Atmosfera

Atmosfera este compusă predominant din hidrogen și heliu molecular, la care se adaugă metan și amoniac, având temperaturi de 80 K și presiuni de 1 bar. Spre interior apare un *înveliș lichid,* puternic ionizat (H_2O^+, NH_4^+, OH^-), sursă a magnetismului planetei. Temperatura este de 2 500 K și dezvoltă presiuni de cca $2 \cdot 10^5$ bari. *Miezul solid* se dezvoltă până la o distanță de 0,3 din raza planetei și este compus, probabil, din fier și silicați. Temperaturile ating valori de 7 000 K, cu presiuni de cca $6 \cdot 10^6$ bari.

Norii sunt predominant de tip cirrus și apar în atmosfera superioară, sub care se mai poate observa un strat noros format din particule de gheață (din metan).

Dinamica atmosferei superioare este reprezentată prin vânturi ce bat dinspre est, în direcție contrară sensului de rotație al planetei. Analog atmosferei planetei Jupiter, și Neptun prezintă o mare pată întunecată în emisfera sudică. Este vorba despre o furtună anticiclonală extrem de stabilă, în care viteza vântului atinge valorile maxime din sistemul solar, de 1 000 km/h. Pata prezintă o perioada de rotație de 18 ore, iar prezența ei trebuie pusă în legătură cu energia internă a planetei, deoarece radiația solară care ajunge pe Neptun este de doar 1/30 din valoarea celei de pe Jupiter.

15.3. Inelele și sateliții planetei Neptun

Neptun prezintă un sistem compus din cel puțin două *inele* exterioare, prelungite spre interior print-un altul, difuz. Acest ultim inel se continuă cu un disc de praf interstelar, ce se dezvoltă până aproape de partea superioară a planetei.

În sectorul inelelor se găsesc și cinci din cei șapte sateliți de dimensiuni mici ai lui Neptun descoperiți în 1989 de către stația *Voyager 2* (tabelul 2). Ei au raze cuprinse între 25 și 100 km și orbite circulare aflate în planul ecuatorial al planetei, pe care le străbat în câteva ore.

Cea de-al șaselea satelit se află în imediata vecinătate a inelelor (în exteriorul lor), fiind ceva mai mare decât Nereida (are raza de 210 km, comparativ cu cea de 170 km a Nereidei).

Triton, penultimul satelit de la planetă şi cel mai mare (2 705 km în diametru), se remarcă prin coloritul lui în roz şi bleu, unic în sistemul planetar. Acesta se datorează probabil nuanţelor schimbătoare ale legăturilor de metan sub acţiunea razelor solare. Densitatea medie, de 2,066 g/cm^3, indică un conţinut mai mare în rocă, comparativ cu cel al sateliţilor de gheaţă ai planetelor Saturn şi Uranus.

Unice în sistemul solar sunt şi *temperaturile* extrem de reduse de la suprafaţa lui Triton (de 33 K, respectiv -240^{0}C), mai scăzute chiar decât cele ale planetei Pluto. Temperaturile se datorează albedoului ridicat, care reflectă, asemeni unei oglinzi, peste jumătate din radiaţia primită înapoi în spaţiu (până la 95%).

Morfologia satelitului se remarcă prin fracturi profunde şi culoare tectonice largi, datorate tensiunilor exercitate de fenomenul mareic. *Voyager 2* a înregistrat chiar manifestări vulcanice sub forma unor erupţii de tip gheizere, ce expulzau până la 2–8 km altitudine nitrogen încărcat cu particule fine, închise la culoare. Se presupune că bazinele de pe suprafaţa lui Triton reprezintă mări din azot lichid, din care răsar insule de metan îngheţat.

Satelitul are şi o atmosferă cu o densitate redusă şi cu o înălţime de 800 km (presiunea la sol este de 14 microbari). Particule de azot îngheţat formează nori foarte fini.

Triton urmăreşte în sens retrograd o orbită circulară, pe care o parcurge în 5,9 zile, de unde ipoteza originii sale prin captare din partea externă a centurii Kuiper. Planul orbitei face un unghi de 159^0 cu cel al Ecuatorului planetei.

Nereida, ultimul satelit al planetei, a putut fi observat de pe Terra doar datorită faptului că se găseşte la 5,5 mil. km depărtare de Neptun (axa mare a orbitei), nefiind astfel estompat de lumina reflectată de planetă.

Nereida urmăreşte în sens direct o orbită eliptică cu excentricitatea maximă din sistemul solar (0,749) care face cu planul Ecuatorului planetei un unghi de 27^0. Perioada de revoluţie este de peste 360 de zile.

16. Pluto (♇)

Raza medie ..... cca 1 150 km
Densitatea ..... cca 1,7 g/cm^3
Masa ..... 0,013 • 10^{24} kg
Înclinarea pe orbită ..... ?
Excentricitatea 0,249
Durata revoluției ..... 90 465 zile (247,7 ani)
Durata rotației ..... 6,3 zile

Pluto este cea mai mică planetă din sistemul solar și a noua în ordinea depărtării de Soare, fiind situată în medie la 5,8 mld. km față de astrul pe care îl înconjoară în 247,7 ani. Planul orbital planetar face cu planul eclipticii un unghi de 17^0. Este singura planetă care nu a fost observată încă prin intermediul unei misiuni spațiale.

Caracteristicile lui Pluto conferă acestui corp de gheață o asemănare mai mare cu asteroizii sau sateliții planetelor gigant. S-a emis chiar ipoteza originii sale din partea externă a centurii Kuiper, de unde ar fi fost smuls, împreună cu satelitul său, prin forța de atracție a planetei Neptun. Albedoul foarte redus (0,1), deși suprafața sa din metan înghețat prezintă o capacitate mare de reflectare a luminii, este explicabil prin depărtarea enormă față de Soare, care face ca fluxul de energie care ajunge pe Pluto să fie extrem de scăzut (a 1/1 600 parte din cea primită de Terra).

Istoricul descoperirii lui Pluto decurge din observarea, la sfârșitul sec. al XIX-lea, a unor mici neconcordanțe în mișcarea planetei Uranus, care nu puteau fi complet explicate prin intermediul existenței lui Neptun. În special cercetările astronomilor Percival Lowell și William Henry Pickering sunt remarcabile în acest sens.

Cu toate eforturile depuse, planeta a fost descoperită abia în 1930, la 14 ani după moartea lui Lowell, de către astronomul american William Tombaugh. Acesta a fotografiat sistematic, timp de un an de zile, o anumită porțiune a boltei cerești, unde se presupunea existența planetei.

Numele de Pluto i-a fost acordat de la zeul infernului și al bogățiilor din mitologia greacă, *Pluton*, pentru a se păstra tradiția denumirii planetelor, cât și în amintirea celui care îi presupusese pentru prima dată existența și ale cărui inițiale trebuia să le conțină: Percival Lowell.

Orbita planetei prezintă excentricitatea maximă din sistemul solar, ceea ce face ca, din 1979 și până în 1999, ea să fie mai aproape de Soare com-

parativ cu Neptun. Excentricitatea determină ca orbitele celor două planete să se intersecteze, ceea ce ar putea crea impresia unei posibile coliziuni viitoare. Aceasta este însă doar o impresie lăsată de proiecția în plan a mersului lor orbital. În spațiu însă, datorită înclinării pe ecliptică și sincronizării deplasării lor, cele două planete nu se pot apropia la mai mult de 2,5 mld. km una de alta, și anume în timpul conjuncției (spre comparație, apropierea maximă a lui Pluto de Uranus este de 1,6 mld. km).

Mișcarea orbitală este sincronizată datorită influenței în timp a forțelor de atracție, aflându-se într-o așa-numită „rezonanță stabilă". Astfel, dacă o mică fluctuație ar tinde să modifice orbita lui Pluto, rezonanța ei cu cea a planetei Neptun ar readuce-o la starea inițială. Perioadele de revoluție ale celor două planete se află într-un raport de 3 : 2 (la trei revoluții ale lui Neptun, Pluto realizează exact două). În consecință, la fiecare 495 de ani, planetele ajung în aceeași poziție una față de cealaltă. În momentul în care Neptun „depășește" în mersul lui pe orbită planeta Pluto, aceasta se găsește la afeliu, iar când Pluto trece pe la periheliu, Neptun se află cu 60^0 (relativ la Soare) în urma sa (fig. 68).

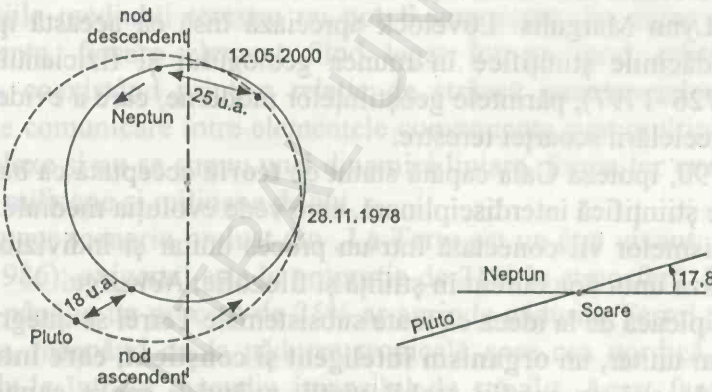


Fig. 68. Orbitele planetelor Pluto și Neptun, proiectate de sus pe ecliptică (1) și văzute din lateral (2) (după JRO „Atlas der Astronomie", 1990).

Pluto are un singur satelit, *Charon*, situat la cca 20 000 km depărtare de planetă. Charon are un diametru de 1 826 km, care, relativ la dimensiunile planetei Pluto, face din acesta cel mai mare satelit al sistemului solar. Charon are o perioadă de revoluție de 6,39 zile, care corespunde cu perioada de rotație a planetei, acest sincronism fiind, de asemenea, unic în sistemul nostru solar.

Partea a 3-a

PLANETA VIE

La începutul Lumii, măreaţa Mamă Pământ a dat viaţă tuturor lucrurilor.
Ea reprezintă puterea originară din care s-au născut şi au evoluat atât animalele, cât şi fiinţele umane.

Mitologia populaţiei Uluru – Australia

1. Ipoteza Gaia – paradigma erei moderne

Ipoteza Gaia (*Gaia,* zeiţa Pământului în mitologia greacă) este un concept global care a fost formulat la sfârşitul anilor '60 şi începutul anilor '70 de către James Lovelock[19] şi dezvoltat în colaborare cu microbiologul american Lynn Margulis. Lovelock apreciază însă că această ipoteză îşi găseşte rădăcinile ştiinţifice în munca geologului şi fizicianului James Hutton (1726–1797), părintele geoştiinţelor moderne, care a evidenţiat mecanismul reciclării scoarţei terestre.

În anii '90, ipoteza Gaia capătă statut de **teorie** acceptată ca bază pentru o cercetare ştiinţifică interdisciplinară, care vede evoluţia mediului material şi a organismelor vii conectată într-un proces unitar şi indivizibil. Ea stă astăzi la baza unui nou curent în ştiinţă şi filozofie: *New Age*.

Ipoteza pleacă de la ideea că toate subsistemele Terrei se integrează unui suprasistem unitar, un **organism inteligent şi conştient, care întreţine de milioane de ani un mediu stabil vieţii, având o mare capacitate de homeostazie.** Gaia este definită ca *o entitate complexă, ce include (fără a se identifica cu ele) biosfera, atmosfera, hidrosfera şi litosfera Pământului. Întregul este însă mai mult decât rezultatul feedback-ului dintre aceste sisteme cibernetice care conlucrează pentru menţinerea unui mediu fizic şi chimic optim pentru viaţă* (Lovelock, 1979).

În 1988, în lucrarea „The Ages of Gaia", Lovelock extinde această definiţie la întregul planetar, toate geosferele fiind parte a întregului, dar nu întregul în sine. Terra este vie, aşa cum „dacă ar fi să privim un arbore uriaş, cu siguranţă că îl acceptăm ca fiind viu, deşi 99% din el este format din substanţă ne-vie. Marele arbore este o străveche citadelă din substanţă

[19] cercetător independent din regiunea Dartmoor, SV Angliei.

lemnoasă ne-vie, formată din lignină şi celuloză de către celulele vii existente anterior actualului strat subţire de celule vii din scoarţă. Tot astfel este şi cazul Pământului, cu atât mai mult cu cât ne gândim că majoritatea atomilor din roci, până adânc în constituţia magmei, erau odată parte a vieţii ancestrale din care provenim cu toţii".

Observarea proprietăţilor mediului terestru, precum compoziţia atmosferei, concentraţia în sare a oceanelor etc., a arătat că învelişurile Pământului se echilibrează într-un *sinergism specific sistemelor vii, auto-organizate.*

De exemplu, frecventele paralele făcute cu organismul uman arată corespondenţa mecanismelor de autoreglare, de natură inconştientă şi automată. Astfel, asemeni corpului omenesc, şi Gaia reglează condiţiile ambientale în sensul unei temperaturi globale stabile. Astfel, există o zonă centrală, intertropicală, cu o stabilitate termică maximă, în timp ce extremităţile, zonele latitudinilor medii şi mari, suportă periodic schimbări importante (glaciaţiuni). Echilibrul se reface pornind de la excedentul caloric al regiunilor intertropicale.

Reacţiile mediului terestru nu pot fi cunoscute din suma părţilor lor componente, fiecare element fiind legat într-un mod subtil de toate celelalte, coexistând printr-o relaţie de strânsă interdependenţă. Posibilităţile de comunicare între elementele componente sunt multiple, deosebit de complexe şi nu se supun unei dinamici liniare, forma lor evoluând continuu de milioane şi milioane de ani.

Un singur scenariu preluat din „La Terre est un être vivant: l'hypothèse Gaia" (1986): oxigenul este în proporţie de 21% în atmosferă. O creştere a acestuia până la un procent de 25% ar aprinde pădurile Terrei prin fulgere frecvente, începând de la pădurea tropicală spre cea nordică, a taigalei, mistuindu-le într-un incendiu imposibil de stăvilit. Acest fapt ar reduce oxigenul liber din atmosferă şi ar creşte dioxidul de carbon, îndesind stratul de nori ce ar acoperi planeta. La nivelul oceanului ar ajunge mai puţină energie solară, până când ciclul se va putea reechilibra. Lovelock emite chiar ipoteza distrugerii în aceste condiţii a stratului de ozon şi, respectiv, a vieţii pe continente, care ar continua să existe doar subacvatic, proces presupus să se fi întâmplat acum cca 65 mil. ani, când au dispărut dinozaurii. Gaia ar continua să se autoregleze până la atingerea condiţiilor optime, anterioare producerii presupusului dezechilibru.

Orice proces viu are un centru coordonator, o „minte". Terra fiind un organism viu, trebuie să aibă şi ea o „minte" coordonatoare şi, respectiv, o conştiinţă. Întrebarea pe care o ridică în acest context Lovelock se referă la

„măsura în care este inteligența noastră colectivă o parte a sistemului Gaia? Formăm noi oare ca specie un fel de sistem nervos central al ființei Gaia, care poate în mod conştient anticipa schimbările de mediu?" (în „Gaia: A New Look of Life on Earth", 1979).

În cadrul sistemului Gaia, *biosfera are funcția de a menține „starea de sănătate" a planetei* printr-un control exercitat inconştient şi continuu asupra mediului ei fizic şi chimic. Viața pe Terra joacă rolul unui activ sistem de control, ducând la stabilizarea globală a temperaturilor, a compoziției chimice (reciclarea elementelor necesare vieții: circuitul oxigenului, al azotului, al apei) etc. Totodată, mediul *abiotic influențează la rândul său biosfera* prin intermediul proceselor darwiniste. Interrelația dintre mediul fizic şi organismele vii este de tipul buclei negative de reglaj.

În procesul ei de autoreglare, Gaia are capacitatea de a *îndepărta complet factorii perturbatori şi organismele neperformante*. Lovelock subliniază necesitatea integrării omenirii în sistemul natural Gaia, altfel Pământul ar putea renunța la prezența noastră (şi niciodată invers). Totodată, înțelegerea omului în contextul Gaia dă un nou sens existenței noastre, a copiilor şi nepoților noştri.

2. Mişcările Terrei

Astronomia antică a imaginat un sistem teoretic pentru explicarea mişcărilor aştrilor, potrivit căruia Terra, considerată imobilă, se afla în centrul Universului, iar Soarele, planetele şi sateliții se roteau în jurul acestui Pământ imobil (**ipoteza geocentrică**). Pentru a putea explica deplasarea aparentă a aştrilor pe boltă, se presupunea că fiecare planetă descria cercuri, numite **epicicluri**, în jurul unui punct care se deplasa la rândul său, pe un cerc (**deferent**) în jurul Pământului (fig. 69).

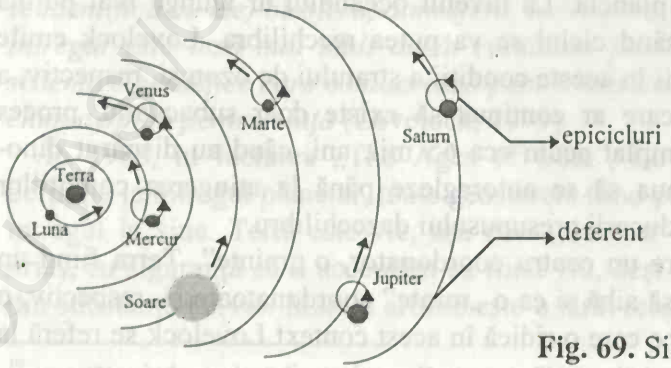


Fig. 69. Sistemul lui Ptolemeu.

Urmărirea a două cercuri putea să creeze iluzia schimbării la un moment dat a sensului aparent al deplasării planetelor pe boltă. Această reprezentare geocentrică, cunoscută şi sub denumirea de *sistemul lui Ptolemeu* (sec. II d.Hr.), era suficientă pentru explicarea din punct de vedere cinematic a mişcării planetelor, la precizia cu care erau ele observate în Antichitatea greco-romană.

Cu toate că au existat şi idei mai vechi, pe baza cărora *Aristarh din Samos* (insulă de lângă Turcia) a susţinut, în sec. III î.Hr., că Pământul, ca şi celelalte planete, gravitează în jurul Soarelui, sistemul geocentric a căpătat rang de dogmă şi a dominat gândirea astronomică timp de 1500 de ani.

Abia în timpul Renaşterii, *Nicolaus Copernic* (1473–1543) a demonstrat valabilitatea ipotezei heliocentrice, prin care a arătat că mişcările aştrilor pe cer sunt aparente, fiind rezultatul mişcării Pământului pe orbita sa în jurul Soarelui. Din cauza lipsei de precizie a datelor astronomice, Copernic continua să admită ipoteza epiciclurilor (susţinea în continuare ideea că Terra, ca şi celelalte planete, urmează cercuri fixe în jurul Soarelui, care nu este însă situat în mijlocul acestor cercuri). Din momentul în care ipoteza lui Copernic a fost acceptată de oamenii de ştiinţă, această nouă concepţie a revoluţionat mecanica, fiind definitiv demonstrată de *Kepler* (1571–1630), *Newton* (1643–1727) şi *Herschel* (1738–1822).

În vreme ce Kepler a dat o formulare mişcării planetelor, Newton a arătat de ce acestea execută anumite mişcări, fundamentând mecanica cerească prin descoperirea legii atracţiei universale (1687), iar Herschel a documentat mişcarea de ansamblu a sistemului solar.

Terra este antrenată în **mişcări majore**, efectuate simultan la scări de proporţii din ce în ce mai mari: *mişcarea alături de Soare în deplasarea acestuia către apex* (fig. 70), *mişcarea de rotaţie a întregii galaxii* în jurul propriului ei ax central şi, în al treilea rând, Pământul este antrenat în mişcarea de evoluţie în spaţiul cosmic (mişcarea de *revoluţie galactică*), în care grupul local de galaxii, din care face parte şi Calea Lactee, se deplasează în bloc, cu aproximativ 400 km/s, către un roi enorm de galaxii (supra-roi), cu un diametru de 6 milioane ani-lumină. Acesta se află în direcţia constelaţiei Fecioarei, la 60 milioane ani-lumină depărtare de Terra.

La nivelul orbitei Soarelui, mişcarea de rotaţie galactică are o viteză de cca 220 m/s, iar perioada de revoluţie galactică a sistemului solar, adică rotaţia sa în jurul centrului galactic, durează cca 240 milioane ani (acest ciclu este denumit *an cosmic* sau *an galactic*).

Soarele urmează o orbită proprie şi execută, la rândul său, o *mişcare de rotaţie* în jurul axei sale şi o *mişcare de revoluţie* (de translaţie) pe o orbită în jurul centrului galactic, antrenând cu sine întregul sistem planetar. În

lungul orbitei sale, Soarele se deplasează cu o viteză medie de 19,7 km/s (corespunzând cu 615 • 10^6 km/an terestru) către un punct fix, numit *apex solar*, din constelația Hercule.

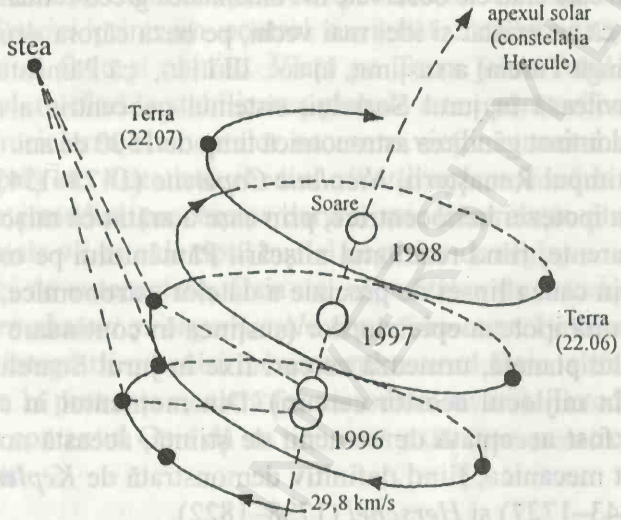


Fig. 70. Deplasarea Soarelui către apex. Pământul ajunge în același punct A(A') față de Soare în timp de un an solar; în același punct față de o stea ajunge însă mai târziu (cu 50"), deoarece Soarele s-a deplasat între timp pe propria sa orbită. Revenirea lui la echinocțiu o precede pe cea siderală (cu 0,013 zile).

Urmând Soarele în drumul sau galactic (mișcare relativă de revoluție), pe orbita sa direcționată spre apexul solar, Pământul parcurge în jurul astrului o orbită sub formă de spirală, revenind, după un an de zile, în aceeași poziție față de astru, însă într-un alt punct, ascendent, al galaxiei (fig. 70). Mișcarea de revoluție a Terrei se desfășoară concomitent cu deplasarea Soarelui, iar trecerile Pământului prin două puncte succesive se realizează la distanțe egale cu înaintarea stelei pe orbita sa de revoluție în timpul unui an terestru. De aici rezultă imposibilitatea trecerii oricărui corp din galaxie de două ori consecutiv prin același punct al spațiului cosmic.

Pe scheletul mișcărilor majore, executate la scară galactică și a sistemului solar, se înscriu și **mișcările proprii Pământului** (câteva sute la număr). Acestea sunt clasificate în mod convențional în *mișcări principale,* efectuate simultan (mișcarea de rotație și cea de revoluție, mișcările de

precesie şi de nutaţie), şi în *mişcări subordonate*, unele abia cunoscute (oscilaţii libere, schimbări în geometria orbitală terestră: oblicitatea elipticii, excentricitatea orbitală ş.a.), care au un caracter ciclic, cu periodicităţi şi ritmicităţi care le individualizează (vezi şi III.4.).

Caracteristica fundamentală a deplasării planetare constă însă în faptul că Pământul execută o rotaţie în jurul axei sale şi se deplasează concomitent în jurul Soarelui, efectuând revoluţia sa pe o orbită uşor eliptică.

2.1. Mişcarea de revoluţie

Revoluţia Terrei are loc în jurul Soarelui, urmând o orbită uşor eliptică, conform legilor lui Kepler. Revoluţia se desfăşoară simultan cu mişcarea de rotaţie. Pământul are o viteză medie de deplasare pe orbită de 29,79 km/s (cu o variaţie între 29 şi 32 km/s). Pe tot parcursul revoluţiei sale, axa de rotaţie a Terrei (axa polilor) rămâne paralelă cu ea însăşi. Păstrându-şi direcţia, aceasta execută în spaţiu o mişcare de translaţie, motiv pentru care deplasarea planetei în jurul Soarelui se mai numeşte şi **mişcare de translaţie**. Intervalul de timp al unei revoluţii complete este de 365 zile, 6 ore, 9 minute şi 11 secunde şi se numeşte *an*.

Această perioadă poate fi măsurată diferit, în funcţie de reperul luat în aprecierea unei revoluţii complete a Terrei:

- **Anul sideral** este timpul necesar pentru ca Pământul să revină într-un punct dat de pe orbita sa în raport cu stelele fixe (sau, în mişcarea sa aparentă pe bolta cerească, Soarele efectuează o rotaţie completă faţă de aceeaşi stea).
- **Anul tropic** reprezintă intervalul de timp dintre două treceri consecutive ale Soarelui prin punctul vernal mediu (sau dintre două echinocţii de primăvară).
- **Anul gregorian** (anul calendaristic), din timpul papei Grigore al XIII-lea, se bazează pe anul tropic, are o durată de 365,2424 zile solare mijlocii şi se foloseşte din anul 1582 în ţările catolice (iar din 1918 în Rusia şi din 1924 în România).
- **Anul lunar** porneşte de la luna sinodică de 29,5 zile. În consecinţă el va cuprinde 12,13 luni şi va avea 365,37 de zile.
- **Anul anomalistic** reprezintă intervalul de timp dintre două treceri consecutive ale Soarelui prin perigeu, fiind de 365,2596 zile.

Orbita Pământului are o lungime de aproximativ $920 \cdot 10^6$ km şi o excentricitate redusă, de 0,01. Diametrul maxim al elipsei se numeşte axa mare, iar diametrul minim, perpendicular pe axa mare, reprezintă axa mică (fig. 71).

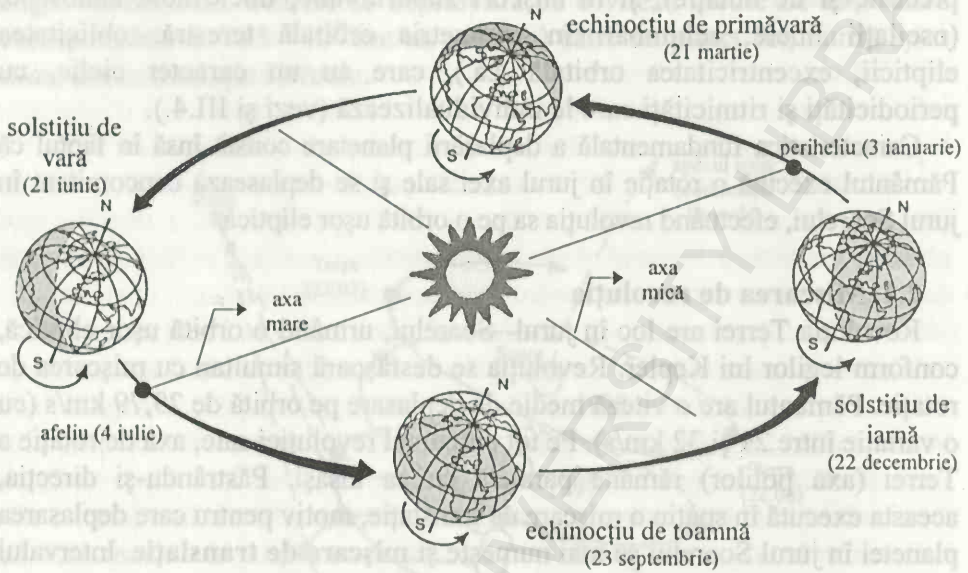


Fig. 71. Deplasarea pe orbită a Pământului şi anotimpurile (din diverse surse).

Din cauza acestei elipticități, *distanța dintre planetă şi Soare* variază cu 2,4 mil. km ($2,4 \cdot 10^6$ km) în plus sau în minus față de valoarea medie de cca 150 mil. km ($150 \cdot 10^6$ km).

Distanța este minimă în jurul datei de 1–3 ianuarie, imediat după solstițiul de iarnă, când Pământul se află la **periheliu** (punctul cel mai apropiat de Soare), la aproximativ $147 \cdot 16^6$ km. Distanța maximă față de Soare este de $152 \cdot 10^6$ km şi este atinsă între 1 şi 3 iulie, imediat după solstițiul de vară, când Terra se află la **afeliu** (fig. 71).

Aceste variații ale distanței pe orbită provoacă modificări ale cantității de energie solară primită de Pământ, dar ele nu sunt cauza propriu-zisă a succesiunii anotimpurilor. Sezonalitatea climatică a Terrei este generată de înclinarea axei polilor față de planul orbital. Din cauza mişcării de rotație, a formei sferice şi a înclinării axei sale, Pământul, în deplasarea sa în jurul Soarelui, expune părți inegale astrului. Aceste poziții diferențiate individualizează anotimpurile, variabilitatea în raport de latitudine şi de anotimp a zilelor şi a nopților, variațiile ciclice ale elementelor orbitale (solstițiile, echinocțiile, periheliul şi afeliul), ce conduc la modificări climatice pe perioade lungi de timp.

Solstițiile (din latină *sol* = Soare și *stare* = a sta) – de vară la 21 iunie și de iarnă la 22 decembrie – corespund situației când razele solare cad paralel cu planul determinat de axa de rotație a Pământului și axa fixă a polilor eclipticii. În data de 21 iunie razele solare ajung perpendicular pe tropicul de nord (Tropicul Racului), respectiv pe paralela de $23\frac{1}{2}^0$N, perioadă în care este iluminat Polul Nord (fig. 71). Șase luni mai târziu, razele Soarelui vor cădea perpendicular pe tropicul de sud (Tropicul Capricornului – $23\frac{1}{2}^0$S) și va fi iluminat Polul Sud. Tropicele reprezintă punctele extreme ale Globului pe care razele Soarelui pot cădea, la un moment dat, vertical. În aceste momente razele solare ajung tangente pe cercurile polare corespondente.

Pe data de **21 iunie** *emisfera nordică este mai departe de Soare*, iar cea sudică mai aproape. Acum este *vară în emisfera nordică* și *iarnă în cea sudică*. Faptul că vara emisfera nordică se află mai departe de Soare face ca ea să nu se încălzească în măsura în care s-ar fi încălzit (datorită suprafeței continentale extinse) dacă ar fi fost mai aproape de Soare. Iarna emisferei sudice este, totodată, mai blândă. Pe **22 decembrie**, razele Soarelui ajung perpendicular pe tropicul de sud, fiind *vară în emisfera sudică* și *iarnă în cea nordică*. Acum *emisfera nordică este mai aproape de Soare*, iar cea sudică mai departe.

Echinocțiile (din latină *aequus* = egal și *nox* = noapte) – de primăvară, pe 21 martie, și de toamnă, pe 23 septembrie – corespund situației când razele solare cad perpendicular pe planul determinat de axa de rotație a Terrei și cea a polilor ficși ai eclipticii. De două ori pe an, razele solare ajung perpendicular pe Ecuator și tangente la poli. În aceste momente, cercul care separă emisfera luminată de cea umbrită trece prin cei doi poli, iar ziua este egală cu noaptea pe toată suprafața Pământului (fig. 71).

Observațiile arată că după fiecare rotire a planetei în jurul Soarelui, respectiv după fiecare an, poziția momentului echinocțiului se mută, acesta producându-se mai devreme. Astfel echinocțiul de primăvară se situează în intervalul 21–23 martie, iar cel de toamnă oscilează între 21 și 23 septembrie. Fenomenul poartă denumirea de **precesia echinocțiilor** (fig. 72.1). Totodată, și solstițiile cunosc o variație, fiind cuprinse în intervalul 21–23 iunie (solstițiul de vară) și 21–23 decembrie pentru cel de iarnă.

Fenomenul este explicat prin intermediul unui efect gravitațional combinat, provenind din atracția exercitată de Soare (cu o proporție de 1/3) și Lună (în proporție de 2/3) asupra planului ecuatorial terestru (fig. 13 și 72). Forțele gravitaționale, care formează un cuplu, tind să schimbe poziția axei de rotație a Pământului spre o poziție perpendiculară pe planul eclipticii, respectiv să o suprapună axei polilor eclipticii. Ca urmare, axa de rotație a Terrei descrie în

jurul arcului eclipticii un con dublu, cu vârfurile în centrul Pământului, având o deschidere de 47^0 ($46^054'$), ceea ce reprezintă dublul semiunghiului de $23^027'$ (adică unghiul format de planul Ecuatorului şi de cel al eclipticii). Deplasarea axei Pământului se face în sensul acelor de ceas în decurs de 25 725 ani şi poartă numele de **precesia axei polilor**.

În prezent axa polilor este îndreptată spre Steaua Polară, dar în anul 14 000 rolul de punct fix va fi preluat de Steaua Vega, din constelaţia Lyra.

Ca urmare a acestei mişcări a axei polilor, poziţiile punctelor de echinocţiu şi de solstiţiu se deplasează în sens retrograd pe orbită. În felul acesta, echinocţiile şi solstiţiile se produc, în fiecare an, cu 50,2" mai devreme decât în anul precedent, generând precesia echinocţiilor.

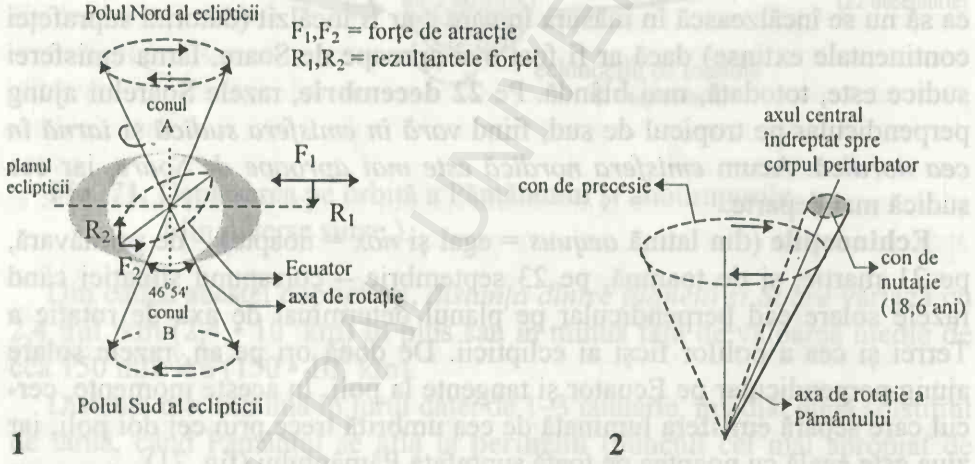


Fig. 72. 1 şi 2. Precesia (1) şi nutaţia (2).

Fenomenul astronomic de nutaţie (oscilaţie, în limba latină) este un fenomen asociat celui de precesie a axei polilor şi constă dintr-o serie de oscilaţii cu perioade diferite, mai lungi sau mai scurte, ale axei de rotaţie a Pământului în jurul poziţiei definite prin precesia echinocţiilor (fig. 72.1 şi 2). Nutaţia se datorează, în principal, efectelor periodice produse de Lună şi Soare asupra proeminenţei ecuatoriale terestre. Schimbările poziţiilor relative ale Soarelui, Lunii şi Pământului produc asupra Ecuatorului o serie de oscilaţii cu perioade diferite. Schimbarea periodică a înclinării planului orbital lunar faţă de ecliptica Pământului, ce variază între 5^0 şi 10^0, face ca forţa de atracţie a Lunii să acţioneze în mod diferit faţă de proeminenţa

ecuatorială a Pământului, imprimându-i acestuia o mişcare de balansare (o oscilaţie) cu o perioadă de 18,6 ani (mişcarea de nutaţie).

Suprapunerea efectului nutaţiei peste cel al precesiei face ca axa Pământului să descrie 1 383 de oscilaţii cu o perioadă de 18,6 ani, într-un interval de timp de 25 725 ani, cât durează fenomenul de precesie.

2.1.1. Iluminarea Globului

În funcţie de unghiul sub care cad razele Soarelui pe suprafaţa terestră au loc procese precum: *deplasarea aparentă a Soarelui* pe bolta cerească, *lungimea diferită a zilelor şi nopţilor*, *succesiunea anotimpurilor*, *variaţiile de temperatură* la nivelul atmosferei (variaţii de presiune, sisteme de vânturi, furtuni, precipitaţii), *circulaţia curenţilor oceanici* etc. Aceasta deoarece unghiul de incidenţă al razelor solare, care este diferit în funcţie de latitudine şi moment al zilei, condiţionează cantitatea de energie ajunsă la sol pe unitatea de suprafaţă şi în unitatea de timp, stând la baza individualizării zonelor climatice terestre.

Iluminarea suprafeţei planetare (relaţia dintre razele solare şi suprafaţa terestră la diferite latitudini, date ale anului, zile, ore), respectiv distribuţia energiei solare pe suprafaţa Globului este condiţionată atât de mişcările principale de rotaţie, revoluţie, precesie, nutaţie, cât şi de oscilaţiile libere pe care le execută axa de rotaţie a Pământului.

Cercul mare care marchează limita dintre jumătatea iluminată şi cea umbrită a Pământului se numeşte **cerc de iluminare** (fig. 71). În cele patru momente caracteristice (în raport de Soare) ale Pământului pe orbită (solstiţii şi echinocţii), unghiul de incidenţă al razelor solare pe suprafaţa terestră este condiţionat de înclinarea axei de rotaţie. Expunerile suprafeţei Pământului faţă de Soare sunt astfel continuu variabile.

La **solstiţii** cercul de iluminare împarte toate paralelele pe care le intersectează, cu excepţia Ecuatorului, în *porţiuni inegale*. Cercul de iluminare este acum tangent la Cercul arctic şi la cel antarctic şi divide Ecuatorul în două părţi egale (fig. 71).

Din cauza poziţiei cercului mare la *solstiţiul de iarnă* (în emisfera nordică), de pe 21 sau 22 decembrie, ziua şi noaptea sunt inegale ca durată, cu excepţia regiunii Tropicului Capricornului. În emisfera nordică, noaptea este mai lungă decât ziua (fiind invers în cea sudică), iar inegalitatea dintre zi şi noapte creşte de la Ecuator spre poli. Acum este noapte la Polul Nord şi zi la Polul Sud, unde Soarele se menţine la cea mai mare înălţime a sa deasupra liniei orizontului, de $23\frac{1}{2}^0$ (unghiul Soarelui deasupra orizontului, la amiază, poartă numele de înălţimea Soarelui). Aici, drumul astrului pe cer parcurge un cerc orizontal (în fapt o spirală extrem de strânsă), rămânând paralel cu orizontul pe toată durata zilei.

La Polul Nord, Soarele rămâne cu $23^{1}/_{2}^{0}$ sub orizont, pe toată durata zilei. La celelalte latitudini, Soarele răsare pe orizontul sud-estic şi apune pe cel sud-vestic.

Solstiţiul de vară (21 sau 22 iunie) reprezintă situaţia inversă a solstiţiului de iarnă. Acum, capătul dinspre Polul Nord al axei terestre este mai expus spre Soare (fig. 71), emisfera nordică bucurându-se de aceleaşi condiţii de iluminare sporită pe care le-a avut cea sudică la solstiţiul de iarnă. Soarele răsare pentru toate latitudinile dispuse între cele două cercuri polare, pe orizontul nord-estic şi apune pe cel nord-vestic.

La **echinocţiile de primăvară şi toamnă**, razele solare fac un unghi drept cu axa terestră (fig. 71). Cercul de iluminare trece prin centrul celor doi poli şi coincide cu meridianele, pe măsură ce Pământul se roteşte, împărţind, totodată, paralelele în jumătate. Ziua şi noaptea au, în consecinţă, lungimi egale la toate latitudinile (de unde şi denumirea de echinocţii). Soarele răsare, atât în emisfera nordică, cât şi în cea sudică, la ora 6 (timpul solar aparent local) şi apune la ora 18. La poli Soarele rămâne la orizont pe tot parcursul zilei, efectuând un circuit complet al orizontului în 24 de ore. Soarele răsare la toate latitudinile, cu excepţia polilor, într-un punct situat la est, pe orizont, şi apune într-unul situat exact la vest.

2.2. Mişcarea de rotaţie

Pentru a pune în evidenţă rotaţia planetei, fizicianul francez Foucault a instalat, în 1851, sub cupola Pantheonului din Paris, un cablu lung de 67 m de care a atârnat o bilă de fier în greutate de 28 kg. La partea inferioară a bilei a fost fixat un ac care la fiecare oscilaţie desena o uşoară urmă pe stratul de nisip aşezat dedesubt. Foucault a observat că dârele lăsate pe nisip se deplasau în timp spre dreapta (fig. 73), revenind la poziţia iniţială după 33 de ore. Acest lucru indica faptul că fie pendulul îşi schimba planul de oscilaţie (ceea ce nu era posibil), fie că acea clădire se rotea treptat.

La prima vedere s-ar părea, totodată, că suprafaţa pe care oscilează pendulul execută o rotaţie completă în cursul unei zile. Însă numai la poli Pământul execută o rotire completă sub pendul în decursul unei zile, respectiv o deviere de 15^{0} pe oră. La Ecuator, pendulul nu va indica nici o deviere, iar la latitudini diferite, mărimea devierii variază conform formulei:

$$d = 15 \sin L$$

unde *d* este numărul de grade al variaţiei orare şi *L*, latitudinea (Foucault, citat de Strahler, 1973).

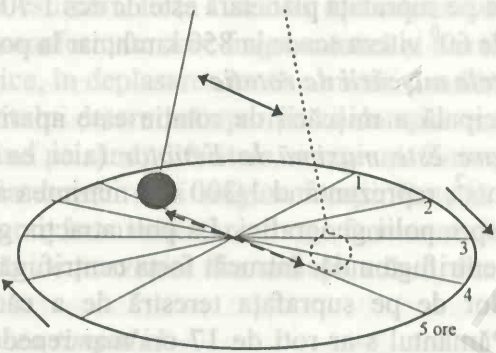


Fig. 73. Experimentul cu pendulul lui Foucault (după Strahler, 1973).

Sensul rotației este, totodată, *contrar mișcării acelor de ceas,* dacă ne imaginăm că privim planeta de sus (fig. 74), și *spre est,* dacă privim perpendicular pe Ecuator (fig. 74). Acest lucru explică expresia „rotația spre est a Pământului". De asemenea, sensul de rotire a Terrei este invers celui de deplasare aparentă a Soarelui, a Lunii și a stelelor pe boltă.

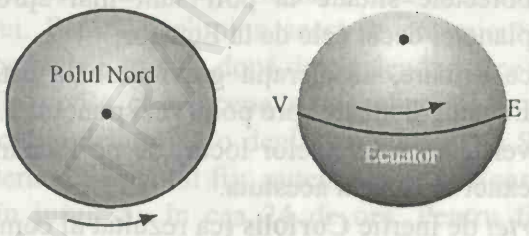


Fig. 74. Sensul de rotație a Terrei, privit de sus și perpendicular pe Ecuator.

Axa de rotație a planetei păstrează o înclinare considerată fixă, de $66^0 33'$, față de planul eclipticii, sau altfel spus, planul Ecuatorului face cu planul eclipticii un unghi de $23^0 27'$. Înclinarea axei polilor variază datorită mișcării de precesie între $21^0 55'$ și $24^0 18'$, într-un interval de timp de 25 725 ani.

Viteza de rotație, definită ca viteza cu care un punct de pe suprafața terestră se deplasează pe o orbită circulară în virtutea mișcării de rotație a planetei, este diferită de la un loc la altul și se calculează împărțind lungimea paralelei geografice de la latitudinea respectivă la valoarea 24 (perioada medie de rotație). La Ecuator, unde circumferința este de cca 40 000 km,

viteza unui obiect de pe suprafața planetară este de cca 1 700 km/h (465 m/s), în lungul paralelei de 60^0 viteza scade la 850 km/h, iar la poli ea devine nulă.

2.2.1. Consecințele mișcării de rotație

Consecința principală a mișcării de rotație este apariția **forței centrifuge**, a cărei *valoare este maximă la Ecuator* (aici ea corespunde unei accelerații de 3,4 m/s^2, reprezentând 1/300 din mărimea accelerației gravitaționale) și scade spre polii geografici. La poli atracția gravitațională este maximă, iar forța centrifugă nulă. Întrucât forța centrifugă creează o ușoară tendință a obiectelor de pe suprafața terestră de a cădea în spațiu, în condițiile în care Pământul s-ar roti de 17 ori mai repede, corpurile de la Ecuator ar intra în stare de imponderabilitate, instalându-se, la această viteză critică, chiar pericolul dezmembrării planetei.

Dintre *consecințele de ordin geodinamic* ale mișcării de rotație (determinate și prin forța centrifugă), cele mai importante sunt:

- **Turtirea** corpului planetar solid la poli și „**bombarea**" sa în zona ecuatorială, situație care se repercutează asupra învelișurilor concentrice din interiorul planetei, precum și turtirea învelișului extern gazos, atmosfera.

  Consecințele turtirii la poli implică:
  - inegalitatea lungimii arcelor de un grad ale meridianelor;
  - obiectele situate la poli sunt mai apropiate de centrul planetei decât cele de la Ecuator;
  - ca urmare, accelerația gravitațională este mai scăzută la Ecuator și crește spre poli (vezi punctul 3. și 4.1.);
  - verticalele diverselor locuri de pe Pământ nu se întâlnesc exact în centrul acestuia.
- Apariția *forței* de inerție **Coriolis** (ca rezultat al compunerii geometrice a vitezei proprii și a vitezei de rotație a unui corp), care acționează asupra obiectelor în mișcare, impunându-le o deviere spre dreapta în emisfera nordică și spre stânga în emisfera sudică. Valoarea acestei forțe este nulă la Ecuator și se manifestă din ce în ce mai pregnant cu cât ne apropiem de poli. Acțiunea forței Coriolis determină tendința de abatere a cursurilor râurilor spre malul drept în emisfera nordică și spre cel stâng în emisfera sudică, dirijează direcția de deplasare a principalilor curenți oceanici, precum și circulația aerului între centrii de maximă și minimă presiune (alizeele bat din direcție nord-estică, în emisfera nordică și dinspre sud-est, în emisfera sudică).

După unele estimări, forţa Coriolis se materializează şi în orientarea faliilor de transformare care fragmentează şi decalează crestele dorsalelor oceanice, în deplasarea lentă a materiei sublitosferice etc.

Rotaţia Pământului determină apariţia zilelor şi a nopţilor, planeta expunând Soarelui, rând pe rând, diferitele ei regiuni. Ziua şi noaptea formează împreună expresia duratei unei singure rotaţii. Rotaţia introduce o ciclicitate de cca 24 de ore în manifestarea unor fenomene fizice precum: distribuţia energiei termice provenite din radiaţia solară, iluminarea diferenţiată a Globului ş.a.

2.2.2. Aprecierea timpului

Rotirea Pământului în jurul axei polare, de la *vest spre est*, se efectuează în 23h 56' 40". Acest interval de timp, necesar pentru o rotire de 360^0 a Terrei în raport cu o stea fixă, se numeşte **zi siderală**.

Perioada de 24 de ore care corespunde trecerii de două ori consecutiv a Soarelui deasupra unui meridian dat reprezintă **ziua solară adevărată**. Durata acesteia este inegală pe parcursul unui an, deoarece viteza de deplasare a Pământului pe orbită diferă, fiind mai mare spre periheliu (în jurul datei de 3 ianuarie) şi mai redusă spre afeliu (4 iulie).

În consecinţă, a fost adoptată **ziua solară mijlocie**, care corespunde unei durate medii a rotaţiei complete a planetei în raport cu Soarele, de 24 de ore. Ziua solară mijlocie începe propriu-zis o dată cu trecerea Soarelui pe la meridianul locului. Pentru a elimina acest inconvenient (care determină existenţa pe perioada de lumină a două date calendaristice), în 1925 s-a trecut la folosirea **zilei civile**, care începe la miezul nopţii.

Mişcarea de rotaţie determină o deplasare aparentă a Soarelui de la est spre vest. Considerând Pământul fix, putem spune că Soarele realizează un circuit complet în jurul său în cca 24 de ore. Pentru fiecare loc de pe Pământ, Soarele se situează doar o singură dată în punctul maxim pe boltă, când razele sale cad, în funcţie de latitudine, sub cel mai mare unghi posibil. Acest moment coincide cu trecerea astrului pe la meridianul locului (sau meridianul de amiază), moment cunoscut ca fiind „miezul zilei". Concomitent, pe emisfera de noapte, pe antemeridian (sau meridianul miezului nopţii), se înregistrează „miezul nopţii".

Dacă ar fi să ne imaginăm că meridianul miezului zilei se deplasează pe suprafaţa Globului cu o viteză constantă spre vest, atunci acesta ar parcurge 360^0 în 24 de ore, respectiv ar acoperi 15^0 de longitudine în fiecare oră şi un grad de longitudine la fiecare 4 minute. În consecinţă, unui meridian de timp, denumit *fus orar*, îi revin 15^0 longitudine.

În fiecare fus orar există o singură oră, corespunzătoare meridianului său central. Suprafața Globului este împărțită în 24 de fusuri orare, numerotate de la un meridian de origine spre est (fig. 75). Ca meridian de origine sau zero a fost luat meridianul Greenwich (Marea Britanie).

Toate fusurile orare de pe Glob sunt definite în funcție de numărul de ore diferență dintre meridianul lor central și meridianul Greenwich. Timpul este considerat în avans pentru punctele situate la est de meridianul zero și în întârziere pentru cele din vestul acestui meridian.

Ora fusului orar a fost adoptată în 1884 la Conferința din Washington în vederea unificării orei pe Glob. Europa se extinde pe trei fusuri orare, având o oră a Europei de Vest, una a celei Centrale și o alta pentru Europa de Est (fig. 76).

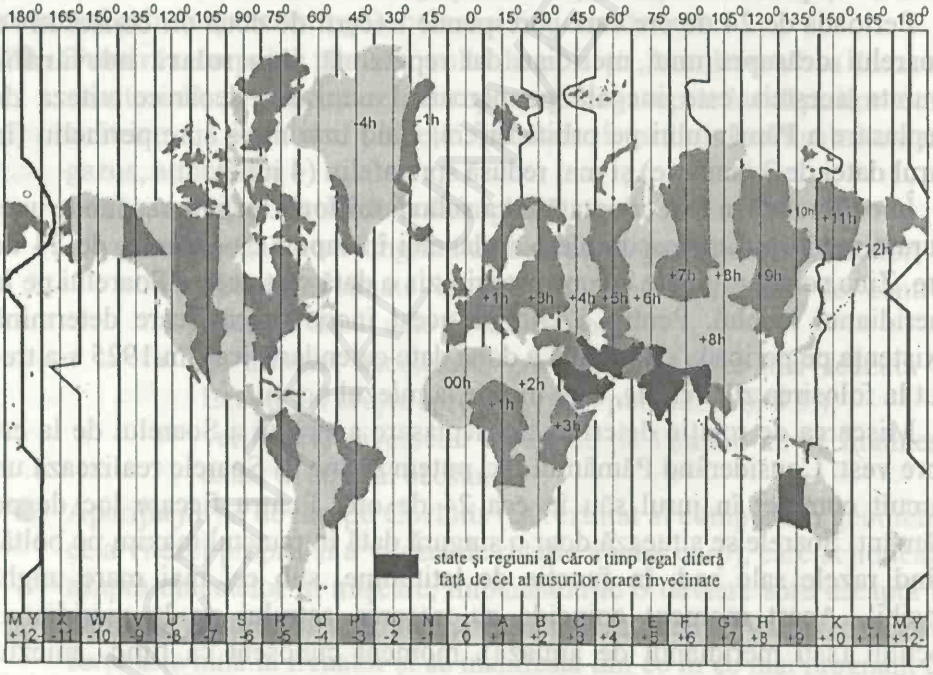


Fig. 75. Fusurile orare pe Glob (după diferite surse, simplificat).

Cel de-al 12 meridian spre est de Greenwich este cel de 180^0. Aceste două meridiane împart Globul în două emisfere: cea estică și cea vestică (spre est de meridianul „0", punctele au longitudine estică, iar spre vest, ele au longitudine vestică). Timpul meridianului de 180^0 este calculat spre est cu 12 ore

în avans față de meridianul Greenwich, iar numerotat spre vest, meridianul de 180^0 indică, implicit, 12 ore întârziere față de ora meridianului „0".

În momentul în care meridianul Greenwich coincide cu momentul amiezii, cel de 180^0 corespunde miezului nopții. *Numai în acest moment, pe întreaga suprafață a Globului este aceeași zi calendaristică.* În toate celelalte momente, pe partea vestică (asiatică) a meridianului de 180^0 se înregistrează o zi în avans față de jumătatea estică (americană) a Globului (raportată la meridianul de 180^0). De exemplu, dacă în Asia și Europa este ziua de luni, în America este încă duminică. Datorită acestei particularități, meridianul de 180^0 a fost ales ca *linie internațională de schimbare a datei* (Conferința internațională privind meridianele, Washington, 1884). Totodată, linia de schimbare a datelor a trebuit să fie deviată local, atât spre est, cât și spre vest, pentru a putea permite unor grupuri de insule (Fiji, Tonga) și extremității siberiene a continentului asiatic să mențină aceeași zi calendaristică (fig. 75).

2.2.2.1. Durata zilelor calendaristice pe Glob

În orice punct de pe Pământ durata unei zile calendaristice este de 24 de ore. La nivel planetar însă, o zi calendaristică durează 48 de ore. Să ne imaginăm că, după miezul nopții, pe partea asiatică a meridianului de 180^0 începe o nouă zi, de exemplu cea de luni. Înaintând spre vest cu 15^0 longitudine pe oră, meridianul de miezul nopții, care reprezintă limita dintre ziua anterioară, de duminică și cea de luni, se va suprapune după 12 ore meridianului Greenwich. În acest moment, în întreaga emisferă estică a Globului este ziua de luni. Pe meridianul Greenwich este miezul nopții, iar pe cel de 180^0, miezul zilei de luni. După încă 12 ore, pe întreg Pământul va fi ziua de luni. La meridianul Greenwich este amiaza zilei de luni, iar la cel de 180^0, din nou miezul nopții și se va face trecerea spre ziua de marți. Până când noua zi calendaristică va înlocui pe tot Pământul ziua anterioară, de luni, vor trece însă încă 24 de ore, astfel încât durata unei zile, la nivel planetar, este de 48 de ore.

3. Forma și dimensiunile Pământului

3.1. Forma de sferă

Făcând abstracție de diferitele denivelări, *forma de bază* a Pământului este cea de **sferă**. Terra este un corp care se rotește în jurul unei axe proprii; ca urmare, forma sa tinde spre un echilibru în raport cu forța atracției universale și cu forța centrifugă ce rezultă din rotire. Dacă Terra s-ar compune dintr-o masă lichidă și omogenă, iar asupra acesteia nu s-ar exercita forța centrifugă, ci numai cea gravitațională, planeta ar avea formă de

sferă perfectă. Cel care a intuit pentru prima data această formă a fost *Tales din Milet* (625–547 î.Hr.), a cărui opinie a fost împărtăşită ulterior şi de *Pitagora* (cca 570–cca 496 î.Hr.).

Demonstrarea acestei ipoteze a realizat-o însă *Eratostene*, în anul 240 î.Hr., pe când era bibliotecar în Alexandria (Egipt). El a observat că la Syene, pe Nil (Assuanul de astăzi), în apropiere de Tropicul Racului, razele Soarelui cad la amiază, în timpul solstiţiului de vară (21 iunie), perpendicular pe fundul unui puţ adânc. Asta înseamnă că Soarele se situa atunci la zenit, razele sale formând un unghi de 90^0 cu orizontala locului. Un an mai târziu, Eratostene a observat că la Alexandria, situată pe acelaşi meridian, însă la nord de Syene, razele Soarelui cad în timpul solstiţiului de vară oblic, cu un unghi de 1/50 dintr-un cerc, sau cu $7^012'$ faţă de verticala locului. Rezultă că arcul de cerc dintre Syene şi Alexandria este de $7^012'$ (sau 1/50 dintr-un cerc). Măsurând această distanţă (5 000 stadii) şi înmulţind-o cu 50, rezultă circumferinţa Pământului pe meridianul respectiv, care este de 250 000 stadii (46 250 km, o stadie însumând 185 m). Rezultatul obţinut de Eratostene este foarte apropiat de cel real, de cca 40 000 km.

Astfel de măsurători se pot face pornind nu numai de la Soare, ci şi de la oricare altă stea. Unghiul stelei se măsoară faţă de verticala locului (firul cu plumb) sau faţă de orizontala locului (folosind o nivelă), în momentul când steaua se află în punctul ei cel mai înalt deasupra orizontalei. Se procedează la fel şi cu un al doilea punct de reper şi apoi se măsoară distanţa dintre ele. Lungimea arcului cuprins între cele două puncte este egală cu diferenţa unghiulară a stelei faţă de verticalele aceloraşi puncte.

Un argument în plus l-a adus *Ptolemeu* (90–168) prin observaţia făcută asupra unei corăbii, care atunci când pleacă din port se pierde la orizont începând cu partea sa inferioară şi terminând cu vârful catargului, de unde rezultă că suprafaţa oceanului este rotundă.

Magellan (1480–1521) este cel care demonstrează practic sfericitatea Pământului, prin realizarea ocolului Globului terestru pornind spre vest şi mergând continuu în aceeaşi direcţie.

3.1.1. Argumente în favoarea sfericităţii

a. Una dintre primele dovezi aduse în favoarea sfericităţii Terrei este cea referitoare la plecarea unei nave dintr-un port. Pentru a demonstra sfericitatea, s-ar putea urmări acest fenomen în diferite locuri ale Oceanului Planetar pe baza unei nave ce porneşte, de fiecare dată, din acelaşi punct, dar într-o altă direcţie. Oriunde, după plecare, ultima parte componentă a navei care va putea fi văzută va fi catargul, iar la sosire, tot catargul va fi zărit primul.

b. **Eclipsele de Lună**, care rezultă din proiectarea umbrei Pământului pe satelitul său, au arătat că umbra planetei este întotdeauna rotundă. Or, se cunoaşte că numai o sferă lasă pe o suprafaţă plană o umbră mereu rotundă, indiferent de orientarea sferei în raport de acel plan. Dacă, de exemplu, Pământul ar fi ca un disc, la anumite eclipse umbra sa ar fi rotundă, dar la altele ea ar deveni alungită, fusiformă.

c. **Observarea Stelei Polare** îmbracă poziţii variate pe bolta cerească în funcţie de locul de unde este privită. Mai întâi, ea nu este vizibilă din emisfera sudică; privită de la Ecuator ea apare la orizont (spre nord); deplasându-ne spre nord, steaua se ridică continuu pe boltă, până ce, la Polul Nord, ea apare chiar deasupra capului observatorului. Rezultă că, în drumul nostru înspre nord, Steaua Polară „se ridică" pe bolta cerească cu un arc de cerc de 1^0 la fiecare 111 km parcurşi (111 km = lungimea unui arc de un grad pe cercul meridian). Concluzia este că deplasarea observatorului se face pe meridianul unei sfere, iar ridicarea Stelei Polare pe bolta cerească este în fapt o aparenţă. Experienţa se poate face şi cu oricare altă stea vizibilă într-o emisferă sau alta a Pământului. De altfel, poziţia navelor în diferite locuri pe ocean este determinată de foarte mult timp prin *vizarea unghiurilor faţă de anumite stele*, pornind tocmai de la ideea sfericităţii Pământului. Întrucât metoda s-a verificat întotdeauna, înseamnă că şi premisa de la care s-a pornit este reală.

d. **Ridicările topografice** efectuate cu teodolitul (o lunetă de vizare şi o nivelă pentru fixarea orizontalităţii aparatului) au condus la observaţia că, vizând orizontala între un număr de cel puţin trei ţăruşi, de la 1 la 2, de la 2 la 3 ş.a.m.d., se constată că, revenind şi încercând să reperăm orizontala de la ţăruşul 1 direct la cel de-al treilea, linia respectivă va trece sub nivelul ţăruşului 2. Aceasta deoarece ţăruşii respectivi sunt aliniaţi pe curbura Pământului (fig. 76). Orizontala fiecărui punct, (sau între două puncte) este o tangentă la curbura locului.

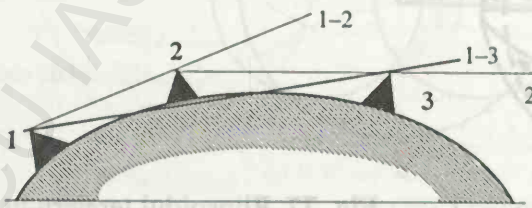


Fig. 76. Ridicări topografice.

e. Măsurând **greutatea** aceluiaşi corp în oricare punct de pe Glob, la nivelul oceanului, se constată că ea ramâne aproape constantă. Greutatea reprezintă însă forţa de atracţie gravitaţională, care este egală cu distanţa (raza) faţă de centrul Pământului şi cu masa corpului cântărit (sau atras). Greutatea rămânând constantă în orice punct de pe Glob, rezultă că este vorba de o rază constantă, deci de o sferă. Unele mici variaţii ale gravitaţiei (şi deci ale greutăţii aceluiaşi corp), care există totuşi şi ele, se datorează constituţiei din roci variate a Terrei pe diferite direcţii, ceea ce schimbă de fapt şi forma de amănunt a sferei.

f. **Fotografiile** făcute din sateliţi, de la mari distanţe şi din oricare direcţie, indică aceeaşi formă sferică a Pământului.

3.2. Elipsoidul de rotaţie

În 1687, fizicianul englez *Isaac Newton* (1643–1727) descoperă legea atracţiei universale, arătând că şi Terra se supune acestei legi. Ca urmare a rotirii planetei în jurul unei axe cu doi poli, apare şi o forţă centrifugă în contrabalans cu gravitaţia internă. Dar, dacă gravitaţia se manifestă aproximativ egal asupra întregii suprafeţe terestre, forţa centrifugă este mai mare la Ecuator şi mai mică spre poli, unde se reduce până la zero. Ca urmare, sfera se va bomba la Ecuator şi se va turti spre poli (fig. 77). Această formă se numeşte **sferoid** sau **elipsoid de rotaţie** (vezi şi 4.1.). În cifre absolute, axa polară (12 714 km) este cu 43 km mai mică decât diametrul Ecuatorului (12 757 km).

Raportul dintre această diferenţă (43 km) şi diametrul ecuatorial se numeşte **turtirea elipsoidului** sau **turtirea la poli** şi este de cca 1/300. Circumferinţa ecuatorială a Terrei este de 40 075,161 km, iar cea polară de 40 008,006 km.

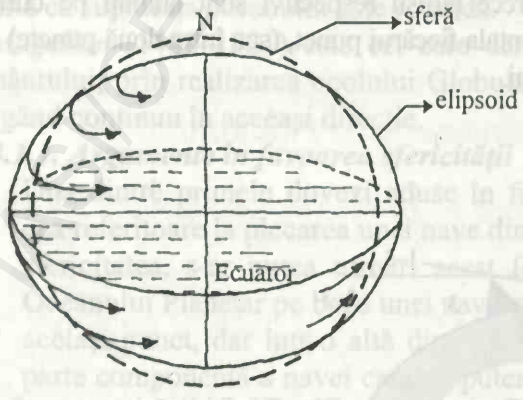


Fig. 77. Elipsoidul terestru.

Necesitățile de a efectua măsurători pe suprafața Pământului, care să fie comparabile de la un loc la altul, au condus la conceperea și calcularea unor **elipsoizi de referință**. Aceștia poartă, de obicei, numele celui care i-a proiectat și calculat. Se cunosc și au fost folosiți de diferitele servicii topografice următorii elipsoizi de referință: *Everest* (1830), *Bassel* (1841), *Clarke* (1680 și 1880), *Hayford* (1909), *Crasovski* (1942) și *Astrogeodezic* (Fischer, 1960; calculat cu ajutorul unor date obținute din sateliții artificiali). Primul admis de un congres internațional de geodezie și geofizică (Madrid, 1924) a fost elipsoidul lui Hayford, numit de atunci și *elipsoid internațional*.

Conform acestui elipsoid se pot reține următoarele dimensiuni ale Pământului:

- raza ecuatorială = 6 378,388 km (recent = 6 378,160 km);
- raza polară = 6 356,912 km (recent = 6 356,778 km);

- diferența = 21,476 km 21,382 km
- turtirea = 1/297

De aici, rezultă:

- circumferința ecuatorială = 40 076,594 km (recent = 40 075,161 km);
- circumferința tropicului = 36 778 km;
- circumferința cercului polar = 15 996 km;
- lungimea elipsei meridianului = 40 009,152 (40 008,006 km);
- lungimea medie a arcului meridian de 1^0 = 111 136,5 m;
- lungimea arcului de 1^0 meridian la Ecuator = 110 500 m (fig. 78);
- lungimea arcului de 1^0 meridian spre pol = 111,300 m (fig. 78);

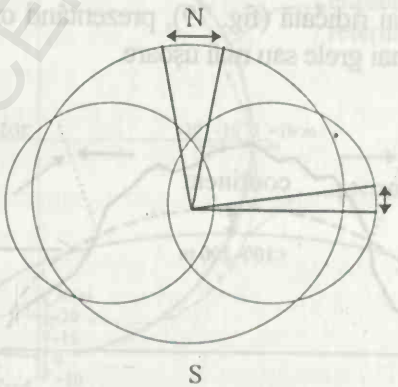


Fig. 78. Un arc de 1^0 este mai lung la poli decât la Ecuator.

- volumul Terrei = 1 083 320 • 10^6 km^3 (1,08 mld. km^3);
- suprafaţa Terrei = 510 101 • 10^3 km^2 (510 mil. km^2);
- suprafaţa mărilor = 361 125 000 km^2 (71,3%);
- suprafaţa uscatului = 148 825 000 km^2 (28,7%);
- greutatea Terrei = 5,978 • 10^{24} km (6 000 de miliarde de tone) sau 1/333 432 din greutatea Soarelui;
- densitatea medie = 5,515 g/cm^3 (recent 5,527 g/cm^3), (apa = 1 g/cm^3).

3.3. Forma de geoid

În realitate, materia solidă a Pământului nu este omogenă ca să rezulte un elipsoid de rotaţie propriu-zis (acesta reprezintă forma aproximativă a geoidului, cu o abatere de ±100 m, dar cu un volum identic). Materia are densităţi diferite de la un înveliş la altul, dar şi în interiorul aceluiaşi înveliş, mai ales în ceea ce priveşte straturile scoarţei terestre. La exterior apar forme de relief inegale, compuse din roci diferite, apar continente şi oceane. Ca urmare, fiecare porţiune de teritoriu se va comporta diferit faţă de forţa gravitaţională (conform masei sale şi distanţei faţă de centrul planetei) şi în raport cu mişcarea de rotaţie (forţa centrifugă).

Suprafaţa reală ce rezultă, respectiv *forma Pământului, nu poate fi definită geometric* sau matematic, planeta *neavând un corp regulat*. De aceea s-a trecut şi la o *definire fizică a formei* ei, ca fiind un multiplu infinit de suprafeţe tangente pe direcţia gravitaţiei fiecărui loc. Această formă a fost numită **geoid**, însemnând formă de tip Pământ (Listing, 1870).

Geoidul seamănă foarte mult cu Pământul, dar nu reprezintă totuşi forma sa reală. Este în fapt o *suprafaţă calculată a câmpului gravimetric* şi corespunde, în mare, nivelului mediu al Oceanului Planetar, aflat în repaus perfect (suprafaţa la nivelul perfect zero). Pe continente, suprafaţa geoidului, cu roci mai dense ca apa, este cu cca 100–200 m mai ridicată (fig. 79), prezentând ondulări în funcţie de repartiţia maselor de roci mai grele sau mai uşoare.

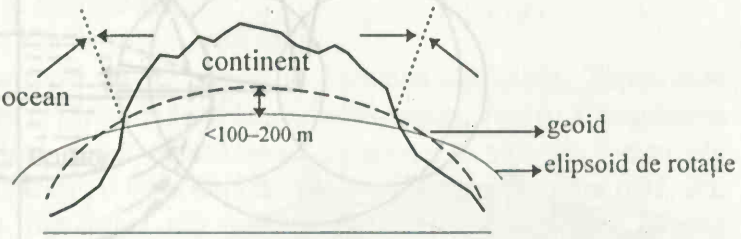


Fig. 79. Raportul geoid – elipsoid de rotaţie (din surse diverse).

Pe oceane, suprafața geoidului are, de asemenea, ușoare ondulări cauzate de relieful submarin. Pe ansamblul geoidului, variațiile importante nu urmăresc totuși, cum s-ar fi putut crede, nici linia țărmului și nici măcar pe cea a reliefului, deoarece suprafața sa este determinată nu numai de relief, ci și de densitățile variate ale geosferelor interne. Acestea au și ele un anume relief (ridicări și lăsări) de dimensiuni diferite. Turtirea dedusă gravimetric la poli este de 1/298,25.

3.4. Geoidul pară

Geoidul pară (terroidul, telluroidul sau ovoidul asimetric) este forma dedusă recent din folosirea datelor obținute cu ajutorul sateliților artificiali, împreună cu cele geodezice. De altfel, cu ajutorul unor astfel de date s-a calculat în 1960 (Fischer) și elipsoidul de referință denumit „astrogeodezic". Potrivit observațiilor satelitare s-a constatat că Pământul este mai bombat la nivelul zonei tropicale australe (aici este deci mai apropiat de suprafața sferei – așa cum prevăzuse chiar Newton, combătut apoi de Cassini), este mai turtit la Polul Sud (cam cu 23 m sub elipsoidul de rotație) și ușor mai ridicat la Polul Nord (cu cca 17 m deasupra elipsoidului de rotație). Polul Sud este mai aproape de centrul Pământului cu cca 40 m față de Polul Nord (fig. 80).

Dacă am exagera scara diferențelor dintre elipsoid și terroidul real, dar am menține neexagerată scara generală a elipsoidului, Pământul ar apărea cu o ușoară formă de pară (sau ovoid asimetric). Pe figura alăturată s-a exagerat mult scara diferențelor pentru ca această formă să apară mai clar (fig. 80).

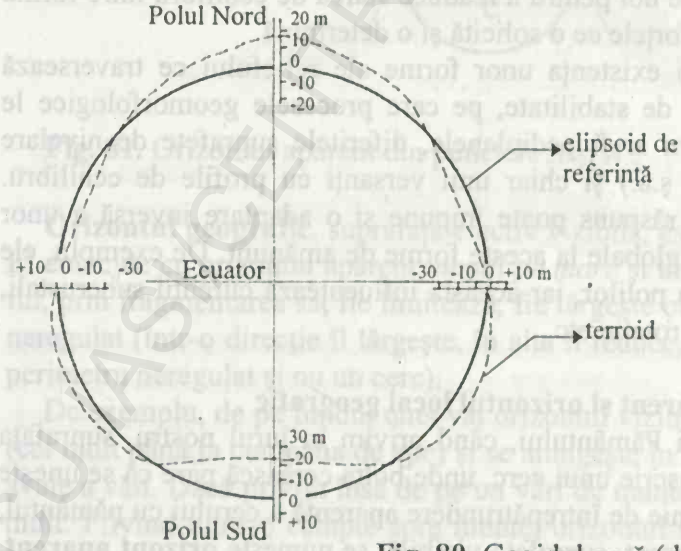


Fig. 80. Geoidul pară (după King-Hele, 1973).

3.5. Forma Pământului – o problemă de timp

Forma Pământului este însă şi o problemă de timp. Ea se transformă continuu, în funcţie de o serie de factori: de modificarea vitezei de rotaţie, de modificarea locală şi regională a „greutăţii" maselor din litosferă sau din manta, de mişcarea plăcilor terestre, a maselor de aer etc. De exemplu, gradul de turtire la poli este în funcţie de viteza de rotaţie. S-a calculat că, la o viteză de 17 ori mai mare, axa ecuatorială s-ar mări de 2,7 ori faţă de cea polară, iar o parte din materia de la Ecuator şi-ar „pierde greutatea" şi s-ar desprinde de pe Pământ.

La începutul erei paleozoice, când anul avea 420 de zile (Terra învârtindu-se mai repede), turtirea la poli era mai accentuată. Tot variaţia forţei centrifuge în timp este considerată, de anumiţi autori, ca fiind impulsul iniţial care provoacă alternanţa curenţilor de sub scoarţă, fiind factorul hotărâtor care dirijează procesul mişcării continentelor, care condiţionează orogenezele repetate ale Pământului (Staub, 1928).

Rezultă că nu numai forma, în mare, a **terroidului** se modifică în timp, ci şi aspectele sale de amănunt, *realizându-se continuu o nouă suprafaţă fizică* reală, ca expresie a stării de echilibru în care se află pentru un anumit timp forţele ce se întrepătrund permanent la limita superioară a litosferei. Această suprafaţă este **reliefosfera** (Büdel, 1981), compusă din totalitatea armăturii formelor de relief, ierarhizate global, regional şi local. Structura reliefosferei este un răspuns, oarecum întârziat (materia fiind solidă), la anumite stări de forţe, pentru un anume moment de timp. Ea se modifică continuu pe *calea proceselor geomorfologice*, care distrug formele vechi de relief, creează altele noi pentru a readuce starea de echilibru între forma exterioară a Terrei şi forţele ce o solicită şi o determină.

Se remarcă însă şi existenţa unor forme ale reliefului ce traversează perioade foarte lungi de stabilitate, pe care procesele geomorfologice le distrug mai greu, cum ar fi pediplenele, diferitele suprafeţe de nivelare (pedimente, glacisuri ş.a.) şi chiar unii versanţi cu profile de echilibru. Această întârziere în răspuns poate impune şi o adaptare inversă a unor aspecte regionale sau globale la aceste forme de amănunt. De exemplu, ele pot modifica uşor axa polilor, iar aceasta influenţează curenţii subcrustali, forma elipsoidului de rotaţie etc.

3.6. Orizontul aparent şi orizontul local geografic

Datorită sfericităţii Pământului, când privim în jurul nostru, suprafaţa observabilă se circumscrie unui cerc, unde bolta cerească pare că se uneşte cu uscatul. Această linie de întrepătrundere aparentă a cerului cu pământul, unde sfârşeşte, tot aparent, suprafaţa vizibilă, se numeşte **orizont aparent**,

sau **vizibil**. Sub aspect geometric, acest orizont este *linia de contact a conului format de razele vizuale pornite din ochiul nostru cu suprafaţa Pământului*, cu care acestea sunt tangente. Cu cât punctul de perspectivă va fi situat mai sus în raport cu suprafaţa, cu atât orizontul se va lărgi, până la o limită maximă ce se apropie de circumferinţa maximă a geoidului, respectiv de suprafaţa unei semisfere (fig. 81). Această distanţă „d" (de la ochi la orizont) se poate calcula în funcţie de înălţimea (H) de la care privim şi de raza Pământului (6 378 km), ajungându-se la formula:

$$d = 3{,}57 \sqrt{H}$$

La aceasta adăugăm corecţia de refracţie a atmosferei asupra razei vizuale şi rezultă:

$$d = 3{,}80 \sqrt{H}$$

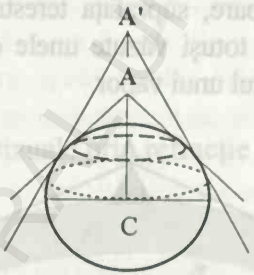


Fig. 81. Orizontul aparent din punctele *A* şi *A'*.

Orizontul geografic, suprafaţa efectiv vizibilă, este dependent de relief. El coincide cu orizontul aparent *numai pe mare* şi uneori în câmpie. Relieful, prin fragmentarea sa, fie limitează, fie lărgeşte orizontul vizibil în mod neregulat (într-o direcţie îl lărgeşte, în alta îl reduce, conturul devenind un perimetru neregulat şi nu un cerc).

De exemplu, de pe fundul unei văi orizontul vizibil se reduce la versanţi (cel mult până la cumpăna de ape) şi se alungeşte în susul şi în direcţia din avale a văii. Dacă privim însă de pe un vârf de munte, orizontul se lărgeşte mult. Privind dintr-o câmpie spre munte, orizontul se îndepărtează, iar în părţile opuse, de câmpie, se apropie.

Dacă prin orizont aparent înțelegem numai conturul extrem vizibil („contactul" cer – pământ), orizontul geografic cuprinde *totalitatea elementelor de mediu circumscrise în orizontul real*, vizibil (relief, ape etc.). Unii autori lărgesc noțiunea de orizont geografic „local", cuprinzând și locuri ce ies din sfera vizibilă, dar cu care s-au stabilit în timp legături și schimburi de materie și energie, de interdependență. Această lărgire a orizontului de cuprindere se face însă numai pe elemente și nu global.

De exemplu, o fabrică de ciment unde se aduce calcar dintr-un loc situat în afara orizontului vizibil, sau de unde se vinde ciment în diferite localități din exteriorul acestui orizont strict vizibil. Orizontul geografic „local" al celor ce lucrează în respectiva fabrică poate fi prelungit pe „firele" de legătură ale producției și ale desfacerii mărfurilor.

Curbura Pământului reduce suprafața orizontului local. Dacă suprafața Terrei ar fi orizontală și nu curbată, cel ce privește în jurul său ar avea o distanță de vizibilitate extrem de mare. Suprafața planetei este însă curbă și razele vizuale ce pornesc din ochiul nostru (de fapt care sosesc spre noi) trec tangent față de această curbură, după care se îndepărtează către atmosferă. Vizibilitatea dincolo de punctele de tangență dispare, suprafața terestră coborând curbat sub raza vizuală (fig. 82). Mai pot fi totuși văzute unele obiecte foarte înalte, precum vârfurile unor pomi sau catargul unui vapor.

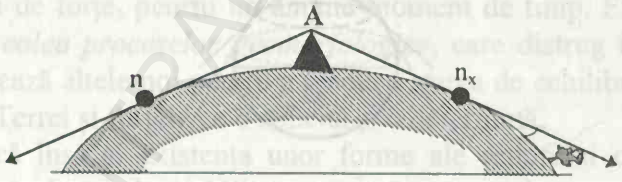


Fig. 82. Raze vizuale ce pornesc din punctul *A* către suprafața curbă a Pământului, trecând tangent prin punctele $n....n_x$, sub care vizibilitatea dispare.

Razele vizuale nu urmăresc o linie dreaptă, deoarece aerul atmosferic funcționează asemeni unei prisme ce deviază raza (prin trecerea de la straturi mai dense de aer la altele tot mai rarefiate). În consecință, traiectoria va fi ușor curbată (fig. 83). Curbura razelor vizuale este însă mult mai mică comparativ cu cea a Pământului. O rază pornită dintr-un punct A (fig. 83) se va depărta astfel continuu față de punctele B, C etc., deși nu în aceeași măsură ca o rază dreaptă. Înălțimea (h) la care se ridică o

rază ce porneşte dintr-un punct A, deasupra punctelor mai îndepărtate (B, C etc.) se numeşte **deviaţie**. Faţă de raza ce ar trece în linie dreaptă (dacă nu ar exista atmosferă) deasupra punctului B sau C, deviaţia (h) este mai mică cu cca 1/7, din cauza refracţiei. Această reducere măreşte practic vizibilitatea corpurilor mai înalte, situate dincolo de linia orizontului. Faptul are importanţă mai ales în navigaţie, unde de pe catarg se poate zări un far de la o distanţă mult mai mare decât dacă razele vizuale s-ar propaga în linie dreaptă (fig. 84).

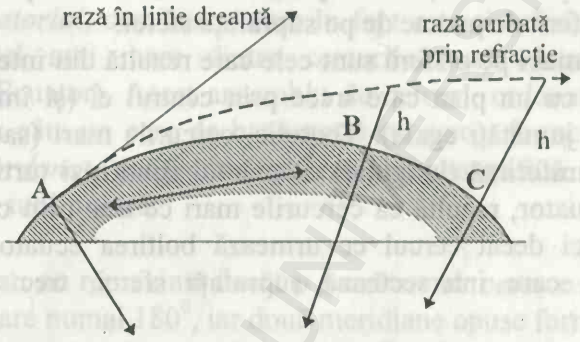


Fig. 83. Curbarea razei vizuale prin refracţie (din diverse surse).

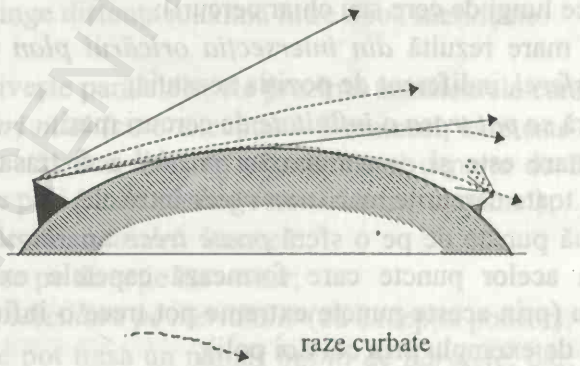


Fig. 84. Un marinar poate vedea de pe catarg un far de la o mai mare distanţă, datorită curbării razelor vizuale.

3.7. Cercurile pe Glob: cercuri mari, cercuri mici; meridiane şi paralele

Pornind de la realitatea că suprafaţa Pământului este o sferă, rezultă că orice localizare sau măsurători de distanţe trebuie să aibă în vedere proprietăţile şi relaţiile existente pe un asemenea corp geometric. Pentru geografie, una dintre aceste proprietăţi este posibilitatea de a trasa pe o sferă o serie de cercuri zise mari (sau maxime) şi altele mai mici, precum şi o serie de cercuri care să treacă prin două puncte fixe (care sunt polii geografici ai Terrei). Toate acestea folosesc la construirea unei reţele imaginare de cercuri, perpendiculare unele pe altele, cu ajutorul cărora putem localiza orice punct de pe Pământ, iar cu ajutorul arcelor de cerc putem măsura distanţa dintre diferitele puncte de pe suprafaţa sferei.

Cercurile mari pe o sferă sunt cele care rezultă din intersectarea suprafeţei acesteia cu un plan care trece prin centrul ei (şi împarte totdeauna sfera în două jumătăţi egale). Teoretic, cercurile mari (sau maxime) sunt egale ca circumferinţă (lungime). Pământul fiind mai turtit la poli şi mai bombat la Ecuator, rezultă că cercurile mari ce trec prin cei doi poli sunt ceva mai mici decât cercul ce urmează boltirea ecuatorială (dar toate planurile lor, care intersectează suprafaţa sferei, trec şi prin centrul Pământului).

Cercurile mici rezultă din intersecţia suprafeţei terestre cu planuri ce nu trec prin centrul său. Ele au circumferinţe foarte variate, de la foarte mari până la foarte mici.

Cercurile mari au câteva proprietăţi importante pentru geografie şi în special pentru circulaţia pe distanţe mari (când în deplasarea noastră parcurgem arce lungi de cerc sau chiar cercuri):

- un cerc mare rezultă *din intersecţia oricărui plan care trece prin centrul sferei*, indiferent de poziţia acestuia;
- pe o sferă *se pot trasa o infinitate* de cercuri mari;
- cercul mare este şi *cercul maxim posibil* a fi trasat pe o sferă şi, teoretic, toate cercurile mari *sunt egale* între ele;
- prin două puncte de pe o sferă *poate trece un singur cerc mare*, cu excepţia acelor puncte care formează capetele extreme ale unui diametru (prin aceste puncte extreme pot trece o infinitate de cercuri mari, ca de exemplu prin cei doi poli);
- un arc de cerc mare reprezintă *cea mai scurtă distanţă* între două puncte de pe suprafaţa sferei.

În legătură cu ultima proprietate, trebuie amintit că ea este folosită în navigaţia pe apă sau în cea aeriană, pentru a se merge pe rutele cele mai scurte dintr-un loc în altul. Pe hărţile de navigaţie, arcul mare de cerc

(planul său trece prin centrul Pământului) dintre două puncte (reprezentate prin porturi, aeroporturi) se trasează printr-o linie dreaptă, ca rezultat al proiecției pe un plan.

Meridianele și paralelele sunt cercuri mari și mici trasate într-un anume mod pe sferă. Ordonarea acestora pornește *de la două puncte fixe*, care sunt impuse de mișcarea de rotație a Pământului în jurul unei axe: Polul Nord și Polul Sud. Prin cei doi poli se duc o serie de cercuri mari, care au fost numite *meridiane*. Perpendicular pe meridiane s-a imaginat o altă serie de cercuri, numite *paralele*. Acestea din urmă nu trec (ca plan) prin centrul Terrei, cu o singură excepție, fiind astfel cercuri mici. Excepția este cercul *ecuatorial*, cerc mare, care în fapt este și cel mai mare dintre egali (adică cel mai mare dintre cercurile mari, datorită bombării Pământului la Ecuator). Acest ansamblu de cercuri, ordonat și numerotat (începând de la câte un cerc de bază notat cu zero), formează un sistem imaginar de *coordonate geografice*, sau **rețeaua geografică**.

Trebuie însă subliniat că:

- un meridian nu reprezintă decât o *jumătate de cerc* ce unește cei doi poli, deci are numai 180^0, iar două meridiane opuse formează un cerc;
- toate meridianele sunt *orientate nord – sud*;
- pe Glob pot fi trasate un număr *infinit de meridiane*, dar pe hărți sunt trecute numai unele dintre ele, spațiate la distanțe egale (pentru punctele situate între două meridiane se folosesc interpolări);
- meridianele converg către cei doi poli și se distanțează spre Ecuator, unde se atinge distanța maximă între două meridiane.

În ceea ce privește paralelele, ele prezintă următoarele caracteristici:

- sunt *cercuri mici* (cu o excepție – Ecuatorul, care este un cerc mare) și sunt cu atât mai mici cu cât sunt mai departe de Ecuator și mai aproape de poli (unde practic cercul devine un punct);
- sunt întotdeauna *paralele* între ele;
- sunt dispuse pe direcție *est – vest*;
- sunt *perpendiculare pe meridiane* (cu excepția polilor);
- pe Glob se pot trasa un număr *infinit de paralele*, dar, ca și în cazul meridianelor, pe hărți sunt reținute numai unele dintre acestea, spațiate convenabil, dar ținând cont și de specificitatea sau importanța lor (precum tropicele, cercurile polare).

Longitudinea şi latitudinea reprezintă noţiuni cu ajutorul cărora se localizează orice punct de pe Glob (fig. 85). În acest scop, s-au luat ca bază de plecare în măsurarea distanţelor o paralelă şi un meridian ce au fost notate cu zero grade. Ecuatorul este paralela zero şi a fost uşor de stabilit, fiind unicul cerc mare între toate paralelele. Alegerea unui *meridian de origine* a fost mai dificilă, meridianele având toate aceeaşi mărime. În mod convenţional s-a luat ca meridian 0^0 cel care trece prin Greenwich (lângă Londra, unde se află un vechi observator astronomic). Distanţele măsurate de la Ecuator spre poli, paralel cu Ecuatorul, au fost numite *latitudini* (Pământul fiind turtit la poli se consideră această distanţă ca „lăţimea" sferoidului), iar cele de la meridianul 0^0 spre est sau spre vest, *longitudini* (lungimea sferoidului care, măsurată pe Ecuator, este mai mare decât a unui meridian).

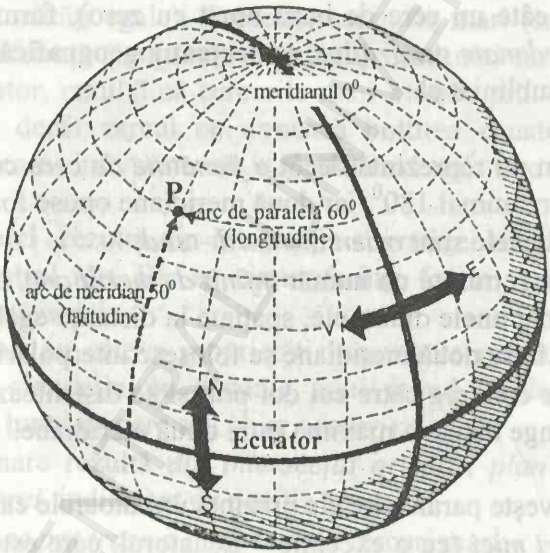


Fig. 85. Latitudinea (50^0N) şi longitudinea (60^0V) punctului *P*.

Longitudinea (fig. 85) este *distanţa spre est sau vest faţă de meridianul 0^0* (Greenwich), măsurată pe direcţia celui mai scurt arc până la un punct dat (măsurată, în consecinţă, pe paralela acelui punct). Ea poate oscila între 0^0 şi 180^0 (est sau vest, fiind longitudine estică sau vestică). Lungimea reală, în km sau în m (şi nu în grade), a unui grad de longitudine variază de la un loc la altul, în general scăzând de la Ecuator la poli. La Ecuator, un grad de longitudine este egal cu 111 km (40 075 km : 360^0 = 111,32 km). Pe

paralela de 25^0, un grad de longitudine devine însă 101 km, la 45^0 măsoară 79 km, la 65^0 numai 47 km, iar la pol este de 0 km.

Latitudinea este *distanța de la Ecuator spre nord sau sud, măsurată în grade pe un arc de meridian*. Ea poate fi, în consecință, *nordică* sau *sudică* și poate varia între 0^0 și 90^0 N și 0^0 și 90^0 S. Ca lungime reală, 1^0 de latitudine este aproape constant pe tot Globul, deoarece meridianele sunt egale între ele, fiind toate cercuri mari.

O mică diferență există totuși, datorită turtirii la poli. Astfel, un grad de latitudine în zona ecuatorială este egal cu 110,569 km, iar în zona polară este ceva mai mare, anume de 111,700 km (diferența este de 1,1 km); arcul de curbură de la poli se încadrează într-o sferă care are o rază mult mai mare față de cea a Pământului (fig. 78).

4. Energetica Pământului

Structura sub formă de învelișuri concentrice a Terrei, având stări fizice diferite, mișcările vizibile sau posibil a fi deduse, toate acestea demonstrează **organizarea sistemică a planetei**, pe baza diferitelor forme de energie.

Energia reprezintă capacitatea unui corp de a acționa/reacționa, producând efecte de naturi diferite: mecanice (*energie mecanică* sau *gravitațională*), calorice (*energie termică*), magnetice (*energie magnetică*), nucleare, sonore, luminoase etc. *Legea de bază a materiei este reacțiunea*, determinând continua evoluție a structurilor sale organizatorice, sensibile față de condițiile inițiale din sistem.

În general, orice energie se exprimă prin posibilitatea de a efectua un anume lucru mecanic și se măsoară în jouli[20] (unde elastice, gravitaționale, unde longitudinale și transversale, după direcția de oscilare). Undele au perioadă, frecvență, amplitudine, viteză de propagare (după mediul străbătut). Totodată, propagarea undelor este însoțită de o suită de fenomene ca: reflexie, refracție, interferență, absorbție etc.

Particulele sunt porțiuni materiale de dimensiuni atomice și subatomice care intră în componența elementelor ce formează materia. Unele elemente emit particule de tip *alfa*, altele de tip *beta* etc. Există și așa-numitele particule elementare (*quarci* sau *patroni*, vezi fig. 2), conținute în învelișu-

[20] 1 joule (J) = lucrul mecanic efectuat de o forță de un newton care își deplasează punctul de aplicație, pe direcția ei, cu un metru (1J = 1W/s).

rile sau în nucleele electronilor. Fizica arată că fiecărei particule elementare îi corespunde o **antiparticulă**. Acestea din urmă formează antimateria (ea ar compune unele corpuri din Univers, ca de exemplu quasarii, cu energii uriaşe, dar invizibili).

Pământul posedă propriile câmpuri fizice (de exemplu, câmpul gravitaţional), dar, în acelaşi timp, se încadrează şi unor câmpuri extraterestre (câmpul gravitaţiei solare ş.a.). Totodată, Terra eliberează energie sub formă de unde, cum ar fi cele *electromagnetice* (*gamma* din rocile radioactive, *infraroşii* – emise de fenomene geotermice), *undele elastice* (seismice), dar şi primeşte unde de la Soare (*raze X, ultraviolete* ş.a.) sau *unde cosmice*. Pământul emite, dar şi primeşte, particule (*fluxuri de electroni* din interiorul planetei sau *vântul solar* ş.a.).

Forţele energetice ale Terrei se exprimă sub diferite forme: *gravitaţie, presiune, magnetism, electricitate, seismicitate*, la care se adaugă *energia calorică* (vezi II.2.2.3.).

4.1. Gravitaţia

Forţa de gravitaţie terestră se manifestă prin atragerea către interiorul planetei a maselor sale materiale, inclusiv a obiectelor de pe suprafaţa sa sau din apropierea acesteia. Gravitaţia terestră decurge din atracţia universală, descoperită de *Newton*. Aceasta este definită ca *proprietatea tuturor corpurilor din Univers de a se atrage reciproc, proporţional cu masa lor (m_1 şi m_2) şi invers proporţional cu pătratul distanţei dintre ele (d).*

Valoarea acestei forţe este:

$$F = \frac{m_1 m_2}{d^2} \cdot G$$

unde G este constanta atracţiei universale.

Spaţiul pe care se exercită atracţia Terrei, ca masă materială, reprezintă **câmpul gravitaţional** (câmp de atracţie, câmp newtonian). Mişcarea de rotaţie a Terrei în jurul axei sale determină şi apariţia unui **câmp de rotaţie** (de antrenare sau centrifug), care acţionează ca forţă în mod diferit asupra materiei, în funcţie de viteza de rotaţie şi latitudine. Datorită gravitaţiei, asupra oricărui corp aflat în vecinătatea sau pe suprafaţa Pământului acţionează o forţă numită **greutate**. În realitate, greutatea este rezultanta a două forţe: forţa de gravitaţie şi cea centrifugă. *Câmpul în care acţionează, combinat, cele două forţe* se numeşte **câmpul gravitaţiei** (câmpul gravific). Greutatea nu trebuie confundată cu masa. Masa unui corp rămâne

aceeaşi oriunde s-ar deplasa acesta, pe când greutatea unui obiect variază pe verticala locului sau de la Ecuator la pol.

Câmpul de atracţie gravitaţională se caracterizează prin **acceleraţia gravitaţională**, a cărei valoare depinde de poziţia punctului considerat faţă de centrul de atracţie. Altfel spus, acceleraţia gravitaţiei reprezintă intensitatea câmpului gravitaţional într-un punct dat. Acceleraţia gravitaţiei se măsoară în *gali* (g)[21] = 1 cm/s^2. Variaţiile acesteia fiind foarte mici la suprafaţa Terrei, se foloseşte mai des maligalul (1 gal = 10^3 mgal), sau chiar microgalul (1 gal = 10^6 μgal). Media globală la suprafaţa terestră este de 9,81 m/s^2 sau de 981 gali (corespunde celei de la Potsdam, unde se află şi Centrul internaţional de etalonare a aparaturii gravimetrice).

Cauzele gravitaţiei sunt necunoscute. Unii admit existenţa anumitor particule elementare cu energie de atracţie, numite *gravitoni* (Weber, 1969); alţii (Goodwin, 1978) consideră că ea provine din atracţia reciprocă dintre particulele elementare şi antiparticule (antimaterie). Se admite şi faptul că forţa gravitaţională se manifestă mai ales la scară subgalactică, unde materia tinde să se concentreze tot mai mult, iar la scară galactică materia are tendinţa de dispersie pronunţată (viteza galaxiilor creşte în măsura în care acestea se îndepărtează unele de altele).

4.1.1. Variaţia gravitaţiei pe verticală şi în suprafaţă

Există două categorii de variaţii: *normale* şi *anormale*. Primele sunt în legătură cu forma Pământului (turtire la poli şi bombare la Ecuator etc.), iar secundele sunt impuse de structura (densitatea) subsolului.

Pe verticală, gravitaţia scade de la suprafaţa Pământului în sus, cu cca 0,3 mgal/m, până la înălţimea de 500–1 000 km, după care, în spaţiul extraterestru, tinde spre zero, dar fără a atinge această limită critică, de dispariţie.

În jos, gravitaţia creşte până în zona discontinuităţii Gutenberg – Wiechert (2 900 km), unde atinge cca 1 200 gali, după care, de asemenea, scade tinzând asimptomatic către zero – în centrul Pământului.

Variaţia verticală se exprimă în gradienţi gravitaţionali. Datorită acestor variaţii verticale, măsurătorile concrete ale gravitaţiei în diferite puncte, pentru a putea fi comparate, sunt aduse la acelaşi nivel prin corecţii zise de „aer liber", cu ajutorul gradienţilor. Variaţiile verticale sunt influenţate şi de variaţiile de densitate a rocilor, ca şi de prezenţa unor goluri, de exemplu carstice.

Există şi *variaţii în suprafaţă*, materializate la nivel global, între continente şi oceane, apoi la nivel regional şi local. La scara Globului, acceleraţia gravitaţiei creşte de la Ecuator (978 cm/s^2) la poli, unde atinge 983 cm/s^2.

[21] Numele provine de la Galileo Galilei.

Faptul se explică prin turtirea la poli, care face ca, aici, distanța față de centrul Pământului să fie mai mică (plus reducerea forței centrifuge, care imprimă o ușoară creștere a forței de gravitație). Valoarea medie normală a gravitației pentru fiecare punct de pe Glob este dată tocmai de această variație în lungul meridianului, raportată la suprafața elipsoidului de rotație (ca rezultantă între forța de gravitație și cea centrifugă). *La nivelul României, valoarea normală a gravitației este de 980,6 gali.*

Aceste variații sunt normale. Există însă și variații anormale, numite **anomalii**. Astfel, diferențele dintre continente și oceane rezultă din lipsa păturii granitice de sub oceane, unde gravitația este mai mare (pătura densă de bazalt urcă mai aproape de suprafața elipsoidului, față de zonele continentale, unde suprafața elipsoidului coboară).

Anomalii regionale mai reduse apar atât pe continente, cât și pe ariile oceanice. Ele sunt date de anumite corpuri de roci ce introduc un plus sau un deficit de masă. Se dau ca exemplu trecerile de la câmpii (cu structuri de platformă) către munții de tip alpin, unde apare un deficit de masă prin grosimea mare a păturii granitice (care formează „rădăcina" munților). Așa, de exemplu, în avanfosa carpatică apare o mare anomalie negativă (redusă cu 60–80 mgali față de Câmpia Română). Munții mai vechi decât cei alpini au anomalii mult mai mici sau chiar deloc, deoarece prin ridicări repetate impuse de eroziune (efectul echilibrului izostatic) și-au pierdut o bună parte din „rădăcină". Tot pe continente, în arealele cu bazalte (Podișul Deccan din India, Columbia Britanică din Canada ș.a.) sau cu mari zăcăminte de fier (Kursk – Ucraina, Minas Gerais – Brazilia etc.) apar anomalii pozitive. În cazul oceanelor, anomaliile negative regionale se plasează mai ales în fose. Marginile mai ridicate dinspre ocean ale foselor sunt în schimb afectate de maxime, numite și culminații gravimetrice extreme, explicabile prin faptul că fundul oceanic este mai ridicat în aceste locuri cu câteva sute de metri (deci mai depărtat de centrul Pământului decât fundul foselor).

Anomaliile locale sunt mai dese pe continente și se resimt deasupra unor zăcăminte de minereuri. Exemple pentru România sunt la Palazu Mare, Ghelari etc., unde apar maxime. Pe cutele diapire se înregistrează anomalii negative (greutatea volumetrică a argilelor din zăcămintele de sare o depășește uneori pe cea a sării, deoarece argila se îmbibă cu apă). Chiar și unele falii sau anumite variații de rocă și facies (diferențe de densitate) conduc la schimbări locale ale gravitației.

Măsurători asupra gravitației, făcute din sateliți, după 1969, au condus la o imagine globală a mersului anomaliilor la suprafața Terrei. Ele par a fi o rezultantă nu numai a diferenței dintre continente și oceane sau a

celorlalți factori enumerați mai sus (care aparțin practic numai scoarței), ci presupun efecte gravimetrice însumate inclusiv de la diferențierile de „relief" ale nucleului și ale subdiviziunilor mantalei.

4.1.2. Variațiile normale ale gravitației și forma Pământului

O suprafață care are toate punctele egale ca potențial al gravitației (rezultanta între potențialul gravitațional și potențialul de rotație) se numește **suprafață de nivel** sau **echipotențială**. În natură, o asemenea suprafață este aceea a apei oceanului și a mărilor, aflată în stare de echilibru (o masă lichidă supusă forței gravitației sau greutății proprii formează o suprafață echipotențială, zisă și nivel hidrostatic). Ea se folosește pentru determinarea formei Pământului, pornind de la ideea că, în mod normal, gravitația variază pe verticală, datorită rotației (turtire la poli și bombare la Ecuator). Aceste variații normale sunt calculate matematic și din ele au rezultat unele forme ideale, ca elipsoidul de revoluție (glob cu masa fluidă și omogenă) și sferoidul de rotație (masă fluidă și neomogenă, adică stratificată în adâncime și omogenă lateral). Diferența dintre cele două modele este foarte mică. De aceea se folosește mai des termenul de elipsoid de rotație. Din calcule au rezultat elipsoizi cu oarecare diferențieri dimensionale (Everest, Hayford, Krasovski etc., vezi 2.2.). Dar materia este foarte neomogenă la suprafață, ceea ce se reflectă prin forme de relief variate. Forma ce rezultă din însumarea orizontalelor fiecărui punct la verticalele locului (direcția reală a gravitației) este extrem de complicată și se numește geoid. Chiar mai mult, măsurarea din sateliți a gravitației a indicat un „geoid pară", a cărui formă este mai aplatizată decât cea calculată inițial (1/298,35 și nu 1/297), și faptul că emisfera nordică este mai alungită cu 10 m față de geoidul de referință, cea sudică fiind cu 30 de metri mai scurtă. Unele anomalii modifică pe alocuri însuși nivelul oceanului, ca de exemplu la nord de Noua Guinee, unde cota apelor este cu 67 m peste acest nivel. În Oceanul Indian se formează o suprafață „depresionară" ce atinge 79 m sub suprafața calculată.

4.1.3. Echilibrul izostatic și relieful terestru

Variațiile de masă din interiorul crustei terestre (sau anomaliile gravimetrice) conduc la variații de relief ale suprafeței topografice, în tendința de a se realiza un echilibru general pe toată suprafața Globului. În 1889, *Dutton* denumește starea de echilibru dintre scoarță și substratul plastic situat imediat dedesubt, **izostazie**. Nu însă peste tot pe suprafața Globului s-a realizat acest echilibru izostatic, unele regiuni fiind subechilibrate, altele supraechilibrate; tendința generală însă rămâne.

În 1849, *Bouguer*, în urma unor măsurători gravimetrice în Anzi, constată că atracția gravitațională de aici este mai mică în raport cu masa muntoasă

(care trebuie să fie, deci, mai puțin densă decât substratul în care se implantează). Aproximativ în același timp, *Airy* presupune că scoarța ar avea densități constante (față de un substrat plastic mai dens), dar reliefurile mai înalte (continentele și mai ales munții) au grosimi mai mari (se implantează echivalent în substrat). Crusta oceanică, în schimb, se ridică mai puțin pentru că se și scufundă mai puțin în stratul mai dens de dedesubt, deci sub oceane crusta este mult mai subțire. În schimb *Pratt* aduce o explicație oarecum inversă: scoarța nu este la fel de densă, ci se compune din blocuri cu densități diferite, dar cu greutăți relativ egale (volumul lor, însă, diferă). Având aceeași greutate, presiunea hidrostatică a substratului asupra fiecărui bloc va fi, oarecum, egală. Ca urmare, blocurile se vor scufunda în bază cam cu aceeași adâncime, în schimb, la suprafață, cele mai puțin dense (și cu un volum mai mare) se vor ridica mai mult, generând reliefuri înalte. În această a doua concepție, sub munți există deficit de masă, iar sub oceane, un exces. Măsurătorile gravimetrice confirmă deficitul de masă de sub munți, excesul sub oceane și o valoare zero în câmpii. Dacă, din contra, se întâlnesc valori de zero sub munți sau sub oceane, acestea sunt un indiciu că în acel loc nu s-a realizat un echilibru izostatic.

Cunoscând densitatea materiei și valoarea gravitației, se poate calcula **adâncimea suprafeței de compensare izostatică** pentru diferite regiuni. Calculul generalizat pe continente indică o adâncime de compensare de 96 km. Pentru România au fost depistate o serie de *anomalii izostatice* (Socolescu ș.a., 1954), între care: o axă de minim (-) la exteriorul Carpaților (indică o îngroșare a scoarței), o axă de maxim (+) ce trece prin Transilvania, paralelă cu prima (scoarța se subțiază) și o nouă axă de minim care trece prin fața transilvană a Munților Apuseni (unde scoarța se îngroașă). Geofizicienii interpretează acest profil în sensul că lanțul Carpaților românești este situat pe o treaptă a magmelor subcrustale, treaptă ce coboară brusc spre exteriorul arcului (unde crusta este cea mai groasă) și, totodată, în vestul Transilvaniei (pe arcul Jibou – Alba Iulia – culoarul Mureșului). Axele de minim par legate și de liniile de coliziune ale microplăcilor inițiale, ele influențând îngroșarea sau subțierea scoarței, ridicarea și coborârea nivelului izostatic de echilibru, ridicarea Carpaților și forma lor, sau coborârea Transilvaniei etc.

Importanța izostaziei pentru explicarea reliefului planetar, a celui major și chiar pentru unități mai mici, este evidentă. Va fi totuși necesară o aprofundare a procesului de deplasare a plăcilor și mai ales a microplăcilor, în concordanță mai strânsă și cu reacția pe plan izostatic.

Însăşi structura internă a Pământului este un efect al gravitaţiei, elementele mai grele separându-se în timp şi fiind atrase la centru, cele mai uşoare rămânând la suprafaţă. În acest proces, materia situată spre interior (straturile geologice) se compactizează, se tasează tot mai puternic, producând, de la un anumit nivel, efecte calorice etc. De asemenea, toate mişcările de coborâre de la suprafaţa Globului sunt determinate de gravitaţie: curgerea apelor, eroziunea, prăbuşirile şi alunecările de teren, tasarea etc.

4.1.4. Variaţiile gravitaţiei în timp

O serie de cauze pot face ca, *pe timp scurt* sau *secular*, gravitaţia să oscileze pentru unul şi acelaşi loc. Între altele, aceste cauze se referă la: influenţa *atracţiei diferiţilor aştri* (Luna, Soarele, planetele etc.), în funcţie de poziţia, la un moment dat, a diferitelor puncte ale Pământului faţă de aceste corpuri cereşti; modificările *presiunii aerului*; modificările *nivelului hidrostatic* al apelor subterane; *procesele de eroziune* sau de *acumulare*; *erupţiile vulcanice*; *mişcările seismice*; *mişcările subsidente* etc.

Unele dintre aceste cauze pot provoca schimbări vizibile imediat, cum sunt mareele hidrosferei, altele fiind sesizabile numai cu ajutorul unor instrumente sau prin efecte pe timp îndelungat. Totodată, unele transformări au un anume ritm (semidiurn, diurn etc.), se pot, la anumite momente, însuma (atracţia Lunii şi a Soarelui, impunând maree maxime), anihila (mareele de cuadratură) sau se pot combina în mod foarte variat.

În evoluţia paleoterestră, gravitaţia a evoluat concomitent cu mărirea masei planetare, cu variaţia razei Pământului pe diferite direcţii şi cu evoluţia structurală a planetei (în continente – oceane, orogen – platforme, sau chiar în privinţa structurilor adânci). Astfel, dacă Terra era iniţial o planetă foarte mică, în urma procesului de atracţie a masei meteorice, forţa de gravitaţie a Pământului a crescut proporţional cu masa adăugată. De asemenea, deoarece Terra se rotea mai repede la începutul formării sale, turtirea la poli era mai mare, în care caz şi diferenţa dintre gravitaţia de la poli (gravitaţia mare) şi cea de la Ecuator (gravitaţia mică) era mai mare, scăzând apoi pe parcursul evoluţiei planetei (se admite că între paleozoic şi holocen ea era cu doi gali mai mare). Presupunând că procesul continuă şi în prezent, Pământul va deveni în viitor o sferă, iar gravitaţia polară va fi egală cu cea de la Ecuator (ele se vor uniformiza).

Gravitaţia a suferit în timp schimbări şi la nivel regional şi local. Astfel, apariţia unor platforme pe locul unor foste zone de orogen sau migrarea sedimentării spre exterior, în procesul formării şi înălţării pe faze a unor geosinclinale, a fost însoţită de migrarea minimelor gravimetrice (aşa s-a întâmplat spre exteriorul Carpaţilor).

4.1.5. Gravitația și mareele[22]

În cadrul sistemului solar, Pământul suferă o atracție mai puternică din partea Lunii (cel mai apropiat corp ceresc) și a Soarelui (cel mai mare ca masă). Diferența dintre ele este de 5/11 în favoarea Lunii. Acest lucru înseamnă că, de câte ori o anume parte a Terrei este expusă spre Lună, satelitul va influența local gravitația terestră, micșorând-o. Greutatea materiei pe meridianul locului va fi mai mică și suprafața planetei se va ridica ușor pe aliniamentul perpendicular mișcării astrului, pentru a realiza forma de echilibru cerută de noua forță gravitațională.

Așadar, în mod permanent, la trecerea Lunii peste meridianul locului, partea expusă a Pământului va pulsa ușor în sus și va reveni ulterior la starea sa inițială. Pulsarea pozitivă urmează ca o undă (*undă mareică*) mersul Lunii, înconjurând Pământul o dată cu aceasta, adică în 24h 50'.

Starea de agregare a materiei (gazoasă, lichidă și solidă) face ca fiecare înveliș să răspundă în mod diferit pulsației respective. De exemplu, scoarța solidă se poate ridica cu cca 10–15 cm, apele oceanice cu până la 10–15 m, iar atmosfera se bombează cu kilometri. Există deci o *maree a hidrosferei,* o *maree terestră* și o *maree a atmosferei.*

4.1.5.1. Mareele hidrosferei

Mareele hidrosferei au o importanță deosebită pentru arealele litoralurilor unde se produc. Ele influențează ritmul activităților din locurile respective, plecările și intrările navelor în porturi, evoluția reliefului litoral, modul de amenajare a țărmurilor etc.

Mareea hidrosferei reprezintă o *undă de oscilare a apei, de mare lungime și de mică amplitudine,* care spre țărm se transformă într-o undă de translație. Mareea care urcă poartă denumirea de **flux** sau de *maree înaltă,* iar cea care coboară reprezintă **refluxul** sau *mareea joasă.* Ele sunt marcate de către două momente de stabilitate ale nivelului marin, numite **momentul staționar al mării înalte** și cel **staționar al mării joase.** Denivelarea dintre cele două stări fixe constituie amplitudinea mareei sau **marnajul,** iar fâșia de țărm pe care oscilează apa este cunoscută sub numele de **zonă intertidală** sau **intercotidală.** Marnajul este de 1–3 m în largul oceanului, dar crește spre țărmuri, ajungând la un nivel maxim în golfurile de pe partea estică a continentelor. Mareea maximă de pe Glob este de 19,6 m la Bay of Fundy, Canada.

Pentru a înțelege fenomenul mareic este necesară aprofundarea unor aspecte ale dinamicii sistemului Pământ – Lună. Mișcarea de revoluție a Lunii în jurul Pământului se face, aproximativ, peste brâul intertropical al

[22] Termenul de *maree* vine de la cuvântul latin „mare" (mare).

planetei, pe o elipsă mai turtită decât cea a Terrei, care se află în unul dintre focare. Planul orbitei lunare (deci şi înclinarea axei sale) este cu $5^0\,09'$ mai înclinat comparativ cu planul eclipticii Pământului. Aceasta înseamnă că mersul Lunii pe bolta cerească va fi oarecum similar cu cel al Soarelui, „înconjurând" zona tropicală a Pământului în decursul unei zile (24h 50'). Astfel, şi Luna prezintă o deplasare între tropice (declinaţie faţă de verticala locului), dar cu $5^0\,09'$ mai mare faţă de cea a Soarelui.

Această declinaţie de la sud la nord şi înapoi se produce în 27,2 ore, perioadă numită **revoluţie tropicală**. Intervalul de oscilare a declinaţiei lunare este de $2 \cdot 5^0\,09'$, mai mare decât cel al Soarelui (47^0), fiind de $57^0\,12'$. Aceasta înseamnă că drumul Lunii pe cer coboară timp de cca două săptămâni şi apoi urcă în celelalte două, trecând printr-un fel de solstiţiu (două la număr) şi prin două echinocţii, când se află deasupra Ecuatorului.

După legea ariilor lui Kepler, viteza de revoluţie este mai lentă la apogeu şi mai mare la perigeu. Luna execută o revoluţie în 27 zile 7h 43' 11,5", perioadă denumită revoluţie siderală, fiind în raport cu stelele, presupuse a fi fixe (până când Luna revine în acelaşi loc în raport cu o stea oarecare).

Fluxul şi refluxul (respectiv apariţia Lunii pe cer şi la meridian) depind însă de perioada sinodică, fiind în raport cu revenirea Lunii în acelaşi punct faţă de Soare. Revoluţia sinodică este mai lungă faţă de revoluţia siderală, deoarece, între timp, Soarele şi-a schimbat poziţia faţă de stele, Pământul (şi Luna) mergând în spirală (nu în cerc închis) pe orbita acestuia. Totodată, această revoluţie sinodică poate varia cu câteva ore în plus sau în minus (faţă de media de 29,53 zile), pe când revoluţia siderală are mereu aceeaşi durată. Variaţia maximă posibilă a revoluţiei sinodice atinge o lungime echivalentă cu 13 ore.

O altă problemă ce interesează mareele o reprezintă poziţia, în anumite momente, a Lunii şi a Soarelui în raport cu Pământul, când atracţia lor se însumează sau se subsumează: **sizigiile** (*conjuncţie* şi *opoziţie*) şi **cuadratura**.

Când Luna şi Soarele se află de aceeaşi parte a Pământului şi toate cele trei corpuri formează o linie dreaptă, poziţia respectivă se numeşte *conjuncţie* (acum există şi posibilitatea unei eclipse de Soare). În momentul în care Luna şi Soarele sunt de o parte şi de alta a Terrei, ele se află în *opoziţie* (acum există posibilitatea unei eclipse lunare). *Sizigii* (syzygia = unire, în gr.) înseamnă că cei trei aştri sunt în linie dreaptă (dar pot fi sau în opoziţie, sau în conjuncţie). *Cuadratura* apare atunci când cele trei corpuri formează un unghi de 90^0, această situaţie fiind posibilă de două ori într-o lună sinodică.

Explicarea mareelor prin intermediul gravitaţiei s-a făcut numai după ce *Newton* a formulat, în secolul al XVII-lea, legea atracţiei universale. În

cazul mareelor este vorba, în fapt, de atracţia Lunii (cca 60%), combinată într-o proporţie diferită şi cu atracţia Soarelui, care, datorită distanţei foarte mari, este mai mică (de cca 40%).

Fenomenul se desfăşoară sub formă de ridicare a apei oceanice la trecerea Lunii peste meridianul locului sau peste meridianul opus, producându-se, în consecinţă, de două ori pe zi. Explicaţia acestui fapt este aceea că forţa de gravitaţie a Pământului în locul (la meridianul locului) şi momentul respectiv este slăbită pe verticala locului, dar şi pe verticala opusă, pornindu-se de la ideea că gravitaţia Terrei acţionează ca şi cum întreaga masă ar fi concentrată în punctul său central. Ca urmare, apele oceanice se bombează ca un elipsoid pe direcţia Lunii şi coboară la jumătatea distanţei dintre cele două bombări opuse (fig. 86).

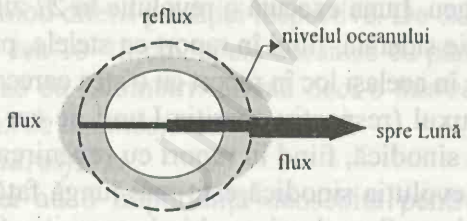


Fig. 86. Poziţia fluxurilor şi a refluxurilor la trecerea Lunii peste meridianul locului.

Aceasta este **teoria valurilor de maree** (sau a undelor progresive), valuri care, o dată formate (spre Lună şi în partea opusă), se deplasează spre vest împreună cu satelitul Pământului, revenind în acelaşi loc după 24h 50' (respectiv 12h 25'). Aceste valuri sunt atât de late încât nu sunt percepute de către vapoarele aflate în largul oceanului, dar pe ţărm ele devin vizibile prin ridicarea şi înaintarea apei în locurile mai joase (fenomen numit flux). Această teorie explică numai în parte producerea mareei oceanice, însă nu şi o serie de particularităţi precum faptul că în unele locuri nu există maree, în altele există un singur flux şi reflux (nu două) etc.

O altă teorie, recent admisă, este **teoria oscilatorie**. Ea consideră că atracţia Lunii şi a Soarelui pot imprima unei mase mari de apă o mişcare ritmică, oscilatorie, cu o mare lungime de undă, care însă ţine seama (în creşterea, descreşterea şi propagarea ei) şi de mărimea şi forma bazinului, ca şi de forţa de deviere (deflexie) impusă apei prin mişcarea de rotaţie a

Pământului. În mod concret, dacă mărimea şi forma masei de apă fac posibilă o *perioadă de oscilare* aproximativ identică cu cea a forţei care generează mareea (oscilaţia), atunci masa de apă răspunde imediat acestei forţe de oscilare. În caz contrar, nu se produce maree. Fenomenul este asemuit cu o tavă în care s-a pus apă şi care, ridicată într-o parte (şi apoi lăsată în jos), face să oscileze, sau nu, masa de apă conţinută. Aşa, spre exemplu, în unele locuri apare o singură oscilare mareică în 24 de ore (o ridicare şi o coborâre), deoarece în acele locuri perioada proprie de oscilare corespunde numai componentei diurne a forţei de gravitaţie lunară, nu şi celei semidiurne.

Aşadar, în oceane undele mareice oscilează şi se deplasează în mod diferenţiat de la o regiune la alta. Punctele atinse în acelaşi timp de unda mareică poartă numele de **linii cotidale**. Forţa Coriolis modifică mersul acestor unde, motiv pentru care liniile cotidale se unesc în sisteme locale ce se rotesc în jurul unor centri numiţi **puncte amfidromice**.

Periodicitatea mareelor lunare este impusă prin faptul că Pământul execută o rotaţie în raport cu Luna (care şi ea se deplasează pe orbita ei în jurul Pământului) în 24h 50' (Luna se deplasează înainte cu 50' faţă de punctul precedent). Pentru acest interval de timp rezultă o rotire a unui dublu val mareic peste un ocean planetar. Aşadar, se formează o *maree înaltă* şi una *joasă* în acelaşi interval de 12h 25'. Pe ţărm, unde ridicarea apei este vizibilă, ea avansând peste suprafeţele joase, mareea înaltă se numeşte *flux*, iar cea joasă, *reflux*. Între o maree joasă şi una înaltă timpul este de cca 6h 15'. Deoarece Luna se roteşte în jurul Terrei peste zona intertropicală, amplitudinea maximă a nivelului ridicat, ca şi a celui coborât, se produce în regiunea ecuatorială, diminuând apoi spre poli.

Din periodicitatea de 24h 50' a mareelor rezultă zilnic o *întârziere de 50'* pentru unul şi acelaşi loc. Timpul de întârziere este influenţat şi de factori locali, specifici fiecărui punct de pe ţărm. Ca urmare, fiecare loc va avea timpul său de întârziere, timp numit şi „interval lunar", „perioada fluxului", sau *„ora portului"*. Această întârziere este foarte importantă pentru intrarea şi ieşirea navelor în şi din port şi pentru multe alte activităţi costiere. De aceea, ora portului este calculată pentru fiecare loc în parte pe perioade lungi de timp.

Creşterea şi descreşterea mareei nu se realizează în mod uniform, ci prezintă un fel de staţionări la nivelul maxim şi minim, după care scăderea, respectiv creşterea începe brusc.

Există însă şi o *inegalitate diurnă a mareelor*. Ea rezultă din declinaţia Lunii, care, în revoluţia ei în jurul Pământului, oscilează pe bolta cerească între cele două tropice (ca şi Soarele), într-un interval de timp de 27,3 zile

(revoluția tropicală sau siderală). Ca urmare, când Luna se va afla la declinația maximă spre nord, adică aproximativ pe Tropicul Racului ($23_{1/2}{}^0$N), aici mareea va fi maximă. Partea opusă a valului mareic va cădea, în același moment, din cauza înclinării axei Terrei pe ecliptică, pe Tropicul Capricornului din emisfera sudică (ce va avea, de asemenea, o maree maximă). După 12h 25', următoarea maree înaltă va fi mai mică pentru același loc, dar cea de peste 24h 50' va constitui un maxim absolut (fig. 87). Așadar, mareele succesive (la fiecare 12h 25'), situate la N și S de Ecuator, sunt inegale ca amplitudine, pe când cele alternante (24h 50') sunt egale. Primele se numesc **maree tropicale**, celelalte poartă denumirea de **maree ecuatoriale**. Când Luna se află în mersul ei intertropical deasupra Ecuatorului, această inegalitate dispare.

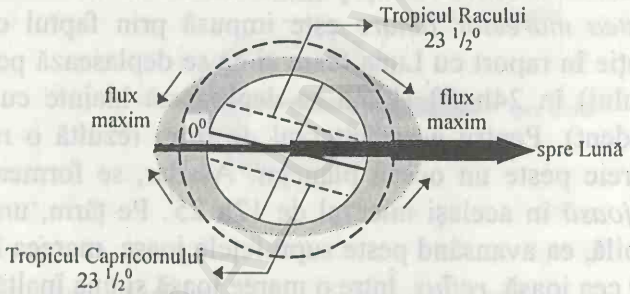


Fig. 87. Variația declinației Lunii influențează mareea (maree tropicală).

Dacă înregistrăm pe o curbă modul cum oscilează o maree de tip tropical, observăm posibilitatea de a separa o oscilare diurnă și una semidiurnă. Componenta semidiurnă dă o oscilare la 12h 25', impusă de cele două poziții ale Lunii – una la meridianul locului și o alta la partea opusă (după parcurgerea a 180^0). Aceasta se numește maree cu oscilare *semidiurnă* (oscilări egale semidiurne). Oscilările mari de tip *diurn* sunt date de declinația Lunii și se realizează numai acolo unde această forță se poate manifesta. În fapt, ele se combină și dau *mareele mixte*.

Pe parcursul evoluției de la o curbă cu dominantă semidiurnă la una cu dominantă diurnă, apare și o *maree stagnantă*, când nivelul stagnează pentru câteva ore între mareea joasă și cea înaltă; ea se realizează numai când raportul dintre forța componentei diurne față de cea semidiurnă este de 2/1.

Aportul Soarelui (de cca ±40%) conduce la formarea mareelor de sizigii şi a celor de cuadratură. *Mareele de sizigii* („ape vii") se produc când Luna, Soarele şi Pământul sunt pe acelaşi aliniament (în opoziţie sau în conjuncţie – la Lună plină sau la Lună nouă). Ele au loc la intervale de $14^3/_4$ zile, au amplitudinea cea mai mare (cu cca 20% peste cele medii) şi se produc la primul sau al treilea pătrar.

Mareele prezintă variaţii şi în funcţie de poziţia Lunii pe orbita sa faţă de Pământ. Astfel, *mareele de perigeu* (cea mai apropiată distanţă de Pământ) sunt cu cca 15–20 % mai înalte decât cele medii. Ele se repetă la 27,5 zile. În schimb, *mareele de apogeu* sunt cu cca 20% mai mici decât cele medii. Există posibilitatea ca, uneori, mareele de sizigii să coincidă cu cele de perigeu, producându-se amplitudini mareice deosebit de mari. Fenomenul invers este atunci când mareele de apogeu coincid cu cele de cuadratură, rezultând amplitudini foarte mici.

Deplasarea valurilor mareice spre vest reduce viteza de rotaţie a Pământului cu 1–2 milisecunde pe secol.

Mareele fluviatile sau fluviile de maree sunt cele care se produc, sub formă de flux şi reflux, pe cursul inferior şi la gura de vărsare a unor fluvii. Este vorba numai de acele fluvii pe care apa oceanului poate pătrunde datorită unor mişcări de lăsare în bazinul fluvial sau, cazul cel mai des întâlnit, datorită ridicării nivelului oceanic după ultima glaciaţiune. În aceste cazuri se formează estuare largi, care pătrund adânc în continent, ca nişte braţe marine.

În timpul fluxului se naşte un val mareic la gura fluviului, care se propagă apoi spre interior. Viteza de deplasare este în funcţie de adâncimea apei, conform formulei:

$$v = 3{,}13\ \sqrt{a}$$

unde v = viteza valului în metri pe secundă, iar a = adâncimea apei în metri.

Pentru exemplificare se poate lua adâncimea de 15 m, ce imprimă o viteză de 13 m/s. Rezultă că valul în sine se deplasează mai repede decât mareea joasă care îl precede sau îl succede (căci adâncimea apei aici este mai mică). Ca urmare, valul de flux tinde să ajungă din urmă mareea joasă ce l-a precedat.

În cazul unor ape puţin adânci ale fluviului, atunci când se creează un val mareic mare, frontul său de înaintare apare asemeni unui perete de apă, numit *mascaret* pe Sena (unde valul are 3–5 m şi urcă cu 15 km/h), *pororoca* pe Amazon (cu 5–6 m) sau *bora* pe Gange.

În realitate, fenomenul se complică adesea prin acumularea apei dulci la gura fluviului care se întoarce, împinsă fiind de apa sărată ce pătrunde de la gura de vărsare, pe fluviu în sus. Fenomenul de mascaret este cunoscut şi pe fluvii ca Elba, Waser, Colorado, Yangtze (Chang Jiang), Fuchun Jiang etc. Peretele urcător de apă devine uneori foarte distructiv, mai ales atunci când atinge 3–5 m înălţime.

Curenţii de maree se creează atât pe fluvii cât şi în strâmtori.

În timpul fluxului, curentul urcă pe râu în amonte. Acest curent are o viteză în creştere până ce se atinge mareea înaltă. După acest moment, curenţii respectivi mai urcă cca 1–3 ore, după care urmează curentul de reflux (care se prelungeşte şi el cu 1–3 ore peste momentul atingerii mareei minime). Între ele se situează momentul de *staţionare a mareei*. Cel mai puternic ca volum şi viteză este curentul de reflux, care se amplifică şi cu apa dulce a afluenţilor, colectată în timpul fluxului. Astfel, curentul coborâtor poate atinge 1,2 m/s, în timp ce cel urcător atinge doar jumătate din această viteză.

De o parte şi de alta a strâmtorilor marine, se nasc, din cauza mareelor, diferenţe de nivel. Compensarea se face prin curenţi ce pot atinge viteze de 2,5–6 m/s. La flux, curenţii curg într-o parte, la reflux în cealaltă. Aşa sunt, spre exemplu, curenţii din Messina sau Eubeea (Grecia).

4.1.5.2. Mareele terestre

Mareele terestre reprezintă pulsaţii ale scoarţei cauzate tot de atracţia exercitată de Lună şi Soare, dar au dimensiuni mai mici, de cca 23 cm la Ecuator, scăzând mult spre poli. Pentru Europa, amplitudinile sunt apreciate la 10–17 cm. Şi aici există oscilaţii maxime şi minime. Menţionăm numai faptul că efectul maxim al Lunii poate atinge valoarea de 53,52 cm, iar cel al Soarelui, de 24,61 cm. Amplitudinile maxime combinate (Lună – Soare) sunt de 78,13 cm şi se produc la aproximativ 1600 de ani (Airinei, 1982).

Se consideră că perioadele de maree maximă pot avea unele efecte asupra activităţii seismice şi chiar asupra climei (în mod indirect). Unele efecte imediate au fost observate în peşteri, mai ales în creşterea şi descreşterea debitelor unor ape subterane (izvoare vocluziene, izbucuri) ce corespund cu fluxul şi refluxul terestru. Acestea pot fi diurne sau semidiurne. Tot în peşteri s-au efectuat măsurători ale lărgimii diaclazelor, observându-se variaţii de 0,002 mm, concomitent sau imediat după perioada de minim sau maxim a debitului de apă (Lăzărescu, 1980). Tocmai acest joc al diaclazelor duce la variaţiile de debit. Pe de altă parte s-a confirmat că multe diaclaze interne sunt produse, în timp, de mareele terestre.

În România, măsurătorile mareelor terestre sunt de dată recentă şi se execută în câteva staţiuni: Căldăruşani – Ilfov, Padeş – Gorj (în Peştera

Cloşani, la 440 m altitudine), Crăciuneşti – Deva (într-o fostă mină de aur, la 470 m).

4.1.5.3. Mareele atmosferei

Mareele atmosferei pot atinge amplitudini de kilometri. Ele se combină, însă, şi cu fluctuaţia magnetosferei în raport cu vântul solar (vezi 4.3.). În principiu, forma atmosferei este similară cu cea a Pământului, adică elipsoidală, dar numai pentru straturile inferioare, mai dense. Pentru straturile superioare, elipsa se alungeşte mult la trecerea Lunii la meridian. Cele mai profunde schimbări ale formei straturilor superioare sunt însă date de vântul solar prin intermediul magnetosferei. În acest caz forma atmosferei este una de pară, cu partea aplatizată spre Soare şi cu o enormă coadă în partea opusă.

4.2. Presiunea din interiorul scoarţei

În bună parte, presiunea ce se exercită asupra unui punct din scoarţă reprezintă rezultatul direct sau indirect al gravitaţiei. Două sunt forţele principale ce compun această presiune: cea *litostatică* (din toate direcţiile) şi *stresul* (presiunea orientată pe o direcţie). Asupra rocilor se mai exercită totuşi şi alte câteva tipuri de presiuni, cum ar fi *cea a vaporilor de apă* sau a *gazelor* (de origine magmatică, sau chiar din apă vadoasă), *presiunea apei* din granulele rocilor (*presiune interstiţială*), *presiunea atmosferei* ş.a.

4.2.1. Presiunea litostatică

Presiunea litostatică este cea care *acţionează din toate direcţiile* (sub forma unor forţe cu dispunere sferică) asupra unui corp (rocă) sau punct material situat într-un mediu solid de tip rocă (scoarţă)[23]. Presiunea rezultă din greutatea rocilor existente deasupra acelui punct şi creşte în scoarţă o dată cu adâncimea. Ea este egală cu produsul dintre greutatea specifică medie a rocilor acoperitoare şi adâncimea punctului considerat, după formula:

$$d \cdot g \cdot h$$

unde d este densitatea medie, g, acceleraţia greutăţii şi h adâncimea coloanei.

Presiunea se măsoară în newtoni pe m^2 (N/m^2)[24] sau direct în kg/cm^2.

Creşterea presiunilor verticale, cât şi a celor orizontale conduce la *compresiunea rocilor*, la *închiderea golurilor* din interiorul lor (caverne, fisuri, pori).

---

[23] dacă mediul este lichid = presiune hidrostatică; dacă mediul este gazos = presiune aerostatică.

[24] 1N = forţa care imprimă unei mase de un kilogram o acceleraţie de 1 $m/s^2 = 10^5$dyne.

Acest proces, de închidere a golurilor, depinde de rocă, dar, în mare, se apreciază că el are loc la adâncimi cuprinse între 500 şi 10 000 m, sau la o medie de 5–6 km adâncime. Mai jos de 10 km presiunea pare a căpăta caractere de tip hidrostatic (deoarece creşte plasticitatea rocilor, rezistenţa lor la compresiune şi temperatura de topire a mineralelor). La adâncimi foarte mari, presiunile conduc la schimbări ale mineralelor, şi chiar a stării materiei.

Presiunea variază în timp pe verticala locurilor datorită unor cauze variate. De exemplu, eroziunea reduce presiunea în zonele muntoase, dar provoacă acumulări de material şi creşterea presiunii în arealele marginale munţilor; apariţia unor calote glaciare face să crească presiunea la care sunt supuse acele locuri; la fel supraîncărcările pe pânze de şariaj cu erupţii vulcanice etc. În ultimă instanţă, schimbările de presiune impun mişcări compensatorii izostatice sau chiar metamorfozarea rocilor din adânc, acolo unde s-au produs supraîncărcări, mai ales cu pânze de şariaj.

Presiunea litostatică asupra golurilor subterane *interesează* îndeosebi în cazul galeriilor de mină, al tunelurilor, golurilor pentru scoaterea unor materiale (zăcăminte, aerodromuri subterane etc.). Este vorba de modul cum această presiune tensionează asupra pereţilor. S-a constatat că cele mai mari presiuni se localizează pe colţurile tavanelor dreptunghiulare. De aceea, galeriile se fac trapezoidale (cele care necesită armări, fiind în roci mai moi), sau cu boltă zisă naturală (fără armare – în roci mai dure), sau au formă ovoidă, ca în cazul tunelelor. Chiar în marile goluri din sare, care au pereţi foarte rezistenţi, se observă cum contactul dintre tavan şi perete nu este net, ci prezintă o curbură, iar în apropiere există o balustradă de control pentru a se putea observa apariţia unor crăpături.

Tasarea, respectiv compactarea rocilor, reprezintă un efect direct al presiunii litostatice. Tasarea scade porozitatea şi permeabilitatea, determinând înmagazinarea apei, a petrolului sau a gazelor naturale în rocile poroase, cât şi curgerea lor când sunt exploatate. Tasarea este în funcţie de tipul de rocă (argilele, spre exemplu, se compactizează mai mult decât nisipurile) şi, ca urmare, ea se face diferenţiat pe verticală şi pe orizontală. În asemenea cazuri, în spaţiul unui strat se produc *lentilizări* cu discontinuităţi între ele, se realizează *pătrunderi ale argilelor* pe diaclazele unor gresii situate deasupra lor (ca nişte *dyke*-uri), sau apar *hieroglife* de tasare pe faţa unor straturi de gresii.

O altă consecinţă directă a tasării o constituie transformarea straturilor argiloase în foiţe (având caracter „şistos" sau „foios"), ca şi apariţia unor „solzi" de mică sau de minerale argiloase reorientate, în timp, perpendicular pe direcţia presiunii litostatice maxime (care este verticală pe strat). În

acest proces, rocile pelitice capătă o *foliație*, accentuată apoi prin alterare, atunci când ele apar la zi. Așa sunt, de exemplu, argilele foioase (disolide) din oligocenul Carpaților Orientali, numite în popor „cărțulii".

Fenomene interesante se produc pe pereții unor văi cu versanți abrupți și în goluri subterane (galerii, tunele, sonde), unde presiunea litostatică scade, iar unele roci din pereți migrează lateral. În astfel de situații pot apărea anticlinale de vale (nu sunt tectonice), umflări ale unor straturi argiloase, fără sau cu sare, înfoieri ale rocii (*sheeting*) sau înfoieri și fisurări bruște ce produc mici pocnituri („lovituri de berbec"), sunete de presiune emise de stâlpii de susținere din mine etc. La gura râului Hârtibaciu a fost remarcat un anticlinal de vale care nu se continuă și în adânc.

Cât privește fenomenul de *sheeting*, el se referă mai ales la tendința de desfacere a granitelor în plăci paralele cu fața terenului (Billings, 1946), așa cum par a fi o serie de lespezi de pe culmile Pricopanului (modelate apoi și prin fenomenele de tip periglaciar), sau plăcile descrise de Lăzărescu (1965) în gresiile masive miocene de la Buzaș (jud. Sălaj), în gresia de Fusaru ș.a.

Fisurile și înfoierile bruște („lovituri de berbec"), pe lângă unele pocnituri, pot produce în minele de cărbuni și degajări de grizu (amestec de CO_2, CH_4, SO_2, N ș.a.) care, într-un anume amestec cu aerul, este exploziv. În fine, unii stâlpi de susținere a minelor provoacă în partea superioară (pe tavan) microfisurări însoțite uneori de anumite modulații acustice, probabil legate și de pulsațiile mareelor terestre.

4.2.2. Stresul

Stresul sau presiunea orientată este cauzat de deplasarea sau împingerea plăcilor litosferei, de ridicarea unui masiv de sare etc. Este o forță de tip tectonic, manifestată numai pe anumite direcții. Din cauza stresului se produc cute, șariaje (deformări cu caracter plastic) și deformări rupturale de tipul faliilor, sau al diaclazelor. De asemenea, șistuozitatea din rocile metamorfice este în mare parte un efect al stresului, căci planele de șistuozitate sunt puternic înclinate (neparalele cu stratificația inițială) și urmăresc axele cutelor din cristal.

4.3. Magnetismul terestru

Pământul se comportă ca o uriașă bară magnetică cu doi poli magnetici (dipol) situați în apropierea polilor geografici. Prin zona Polului Sud (geografic) liniile de forță ies în exterior și se întorc circular către Polul Nord, unde reintră în Pământ (fig. 88), formând un mare câmp magnetic terestru. *Axa polilor magnetici* este deviată cu $11^0 4'$ față de axa de rotație a Terrei, după cum această axă nu trece prin centrul Pământului. Polul Nord mag-

netic (după înclinarea verticală a liniilor) se afla, în 1963, în NV Canadei (70^0 latitudine nordică şi 100^0 longitudine vestică), iar cel sudic în Antarctica (68^0 latitudine sudică şi 143^0 longitudine estică).

Câmpul magnetic terestru se extinde în exteriorul Pământului până dincolo de învelişul gazos atmosferic, la cca 65 000–130 000 km (aproximativ 10 raze terestre în partea dinspre Soare şi la câteva sute de raze în cea opusă acestuia). Spaţiul respectiv formează **magnetosfera**. Marginea sa exterioară, unde intensitatea câmpului magnetic este nulă, constituie **magnetopauza** (fig. 88).

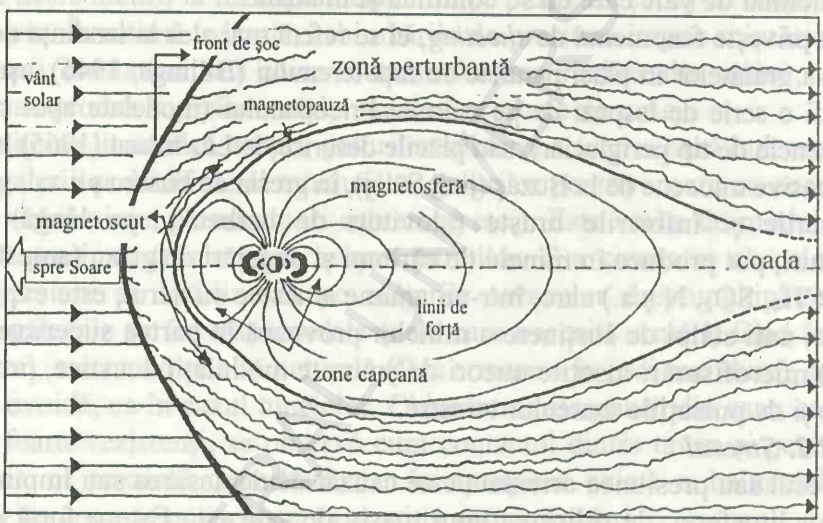


Fig. 88. Magnetosfera şi magnetopauza puternic distorsionate de presiunea vântului solar (din surse diverse).

Dincolo de ea, undele plasmei interplanetare prezintă perturbări în mersul lor. Magnetosfera funcţionează ca o *capcană magnetică*, captând şi concentrând o serie de particule venite de la Soare (vântul solar) sau din Cosmos, pe care apoi le redistribuie într-un alt mod (în general sub forma unor centuri de radiaţii). Totodată, magnetismul terestru orientează orice corp magnetizat în stare liberă pe direcţia liniilor de forţă magnetică ale Pământului, atrăgând polii de sens contrar. Pe acest principiu funcţionează busola, care din sec. al XIV-lea a devenit un instrument general de orientare în navigaţie.

Originea câmpului magnetic poate fi legată de curenţii de convecţie din partea externă, lichidă, a nucleului (la cca 2 900–5 000 km adâncime), la care se adaugă mişcarea de rotaţie a planetei (forţa Coriolis), care deviază

acești curenți spre vest. Frecările ce apar între manta și nucleu, ca urmare a stării lor fizice și chiar a formei lor elipsoidale diferite, sunt o altă cauză a fenomenului magnetic terestru. Aceste două geosfere funcționează asemeni unui *dinam*, generând un câmp electromagnetic cu radiații având lungimi de undă de $5 \cdot 10^{-10}$–10^{-12} cm. Acesta este câmpul magnetic principal (cca 94%), peste care se suprapune și un magnetism impus de cauze localizate în scoarță (cca 4 %) și un altul având cauze externe (cca 2%).

Câmpul magnetic de la suprafața Pământului se definește prin *trei elemente caracteristice*: intensitate, declinație și înclinare.

Intensitatea se măsoară în gamma (unitate extrem de mică, egală cu 10^{-5} gauss, care la rândul său este de 10^4 ori mai mică decât tesla). Valoarea medie a magnetismului terestru este de 34 600 gamma, mai mare la polii magnetici (70 000 gamma) și mai mică la Ecuatorul magnetic (aproximativ 25 000 gamma). Variațiile peste sau sub aceste medii sunt socotite *anomalii magnetice*. Maximele sunt impuse, de obicei, de zăcăminte de fier, de roci în care există diseminări fine de magnetit, sau de intruziuni bazice. Minimele sunt mult mai mici și apar rar.

Intensitatea câmpului magnetic *scade pe verticală* de la suprafața terestră în sus.

Variațiile în timp sunt de mai multe feluri. Cele pe *timp scurt* (până la 11 ani) sunt în funcție de cauzele externe, iar cele *seculare* țin de cauzele interne (variația câmpului principal). Astfel, există variații diurne (câteva zeci de gamma), în funcție de radiația solară zilnică (dar și de anotimp). Au fost constatate și cicluri de 27 zile (rotirea Soarelui în jurul axei sale), iar altele anuale. Oscilații bruște, de până la câteva ore (cu amplitudini de câteva sute de gamma), apar în timpul așa-ziselor *furtuni magnetice*. Ciclurile de 11 ani (câteva zeci de gamma) produc paroxisme și stări de calm, care se succed la intervale de 5–6 ani.

Variațiile seculare ale câmpului magnetic terestru constau în creșteri sau scăderi pe timp lung (în prezent acesta scade cu 0,05% pe an), care se datorează unor schimbări de sens ale curenților de convecție din interiorul planetei. De exemplu, s-a constatat o depărtare a centrului magnetic terestru cu cca 2 km/an de centrul Pământului, pe un traseu NV, concomitent cu o deplasare spre vest a zonelor de maxim și minim peste Atlantic, cu cca $0{,}2^0$/an (un minim avansează dinspre Golful Guineei și un maxim dinspre Europa).

Declinația magnetică este unghiul format între direcția nord geografică și cea nord magnetică, măsurat în plan orizontal în direcția acelor de ceas, pornind de la nordul geografic. Aceste unghiuri variază pe suprafața Globului, din cauza necoincidenței celor două tipuri de poli, dar variază și în

timp, ca urmare a deplasării polilor magnetici. Pentru cunoaşterea declinaţiei magnetice (necesară orientărilor pe hărţi) se întocmesc hărţi cu *izogone* (linii de egală declinaţie magnetică – fig. 89).

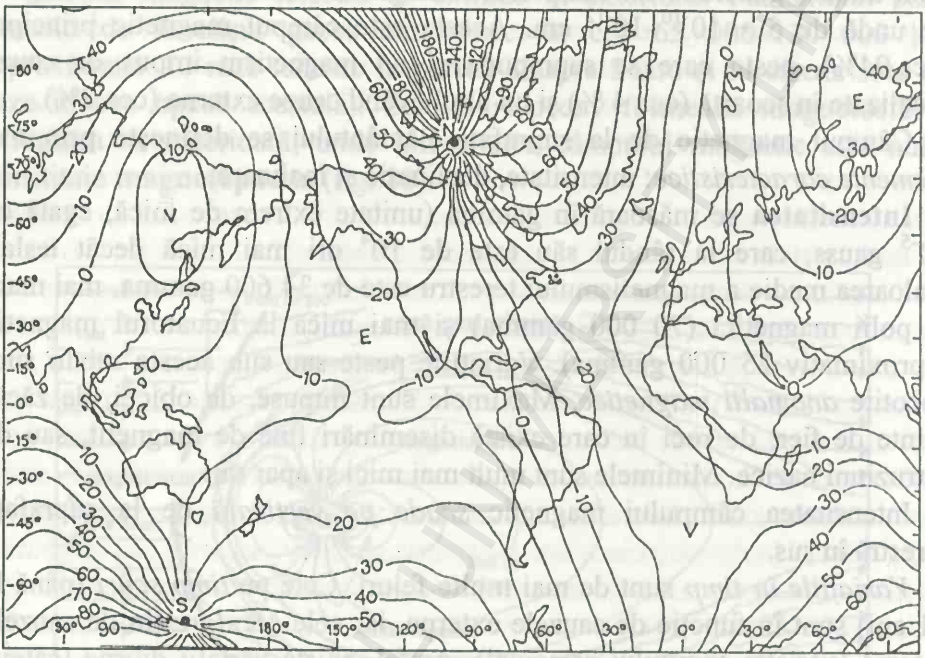


Fig. 89. Harta izogonică a lumii, în 1963, unde declinaţia este dată în intervale de 10^0 (după U.S. Navy Oceanographic Office, citat de Strahler, 1963).

Izogonele converg spre cei doi poli magnetici şi se remarcă prin devierea spre vest a meridianului magnetic local faţă de cel geografic (declinaţie pozitivă) sau spre vest (declinaţie negativă). Între ele există o *izogonă zero*, numită *linie agonică* (fără deviere). Întrucât polii magnetici se deplasează pe un cerc spiralat (execută zilnic elipse cu axele de 21/13 km) în jurul polilor geografici într-un ciclu de 480 de ani, rezultă că şi declinaţia magnetică se schimbă pentru un acelaşi punct cu un anume ritm, deplasându-se inclusiv linia agonică. Valoarea izogonelor prezintă situaţia într-un anume an, dar pe baza lor se poate calcula (cunoscând rata anuală) deviaţia până la zi. În Europa, izogona zero trecea, în 1917, printr-un punct situat între Odessa şi Golful Botnic. În 1934 se deplasase la Bucureşti. În prezent ea trece prin Ungaria, România având o declinaţie de 1^0–4^0, mai crescută în est.

Înclinarea magnetică este unghiul în plan vertical între orizontala locului şi vectorul forţei magnetice. Acest unghi poate fi de la orizontală în jos (înclinare pozitivă), specific emisferei nordice, sau în sus (înclinare negativă). Înclinarea se poate vedea la un ac magnetic liber, care, o dată cu orientarea spre nord, înclină sub orizontală spre nord. La Ecuatorul magnetic înclinarea este zero, iar la poli ajunge la 90^0 (acul stă vertical). Între aceste extreme, înclinarea magnetică creşte cu rapiditate, atingând la tropice 40^0, apoi mai lent, înregistrând cca 60^0 la latitudinea României. Acului busolei, pentru a oscila cu uşurinţă în plan orizontal şi a nu se înclina, i se adaugă o mică greutate pe braţul sudic. Înclinarea magnetică suferă oscilări, în special de ordin secular, din aceleaşi cauze ca şi declinaţia (deci cu un ciclu mai mare de 480 de ani).

4.3.1. Paleomagnetismul

Paleomagnetismul reprezintă orientările magnetice înregistrate în unele roci în timpul formării lor, conform câmpului magnetic din acel loc şi din acea perioadă. Prin analiza acestor orientări se poate deduce, de exemplu, poziţia polului magnetic la acea dată. Magnetizarea respectivă se numeşte *remanentă*, rămânând înregistrată în roci pe mai multe căi: prin magnetizare termoremanentă (în timpul răcirii unor lave), prin magnetizarea remanentă chimică (roci formate prin alterări cauzate de oxidare, cu reorientarea magnetizării), prin magnetizare remanentă detritică (depuneri de sedimente cu oxizi de fier, cum sunt, de exemplu, tufurile vulcanice, sau chiar unele nisipuri).

Paleomagnetismul indică în fapt două aspecte: unghiul dintre orientarea magnetismului actual şi cel remanent şi, în al doilea rând, polaritatea celui remanent, care s-a dovedit adesea a fi inversă celei actuale. De obicei, rocile care posedă magnetism remanent sunt cele bogate în oxizi de fier.

Numeroasele analize făcute pe roci de vârste diferite au indicat existenţa unor perioade când *inversiunile de polaritate* au fost mai rare, ca de exemplu în cretacic, sau mai dese, ca cele situate între paleozoic şi mezozoic.

Perioadele de schimbare a polarităţii sunt de nivel global. Trecerea se face prin perioade de tranziţie, mai scurte, de cca 5 000–10 000 ani, când polii magnetici ajung chiar la latitudinea Ecuatorului sau când lipseşte câmpul magnetic. În perioadele de tranziţie, Pământul poate fi lipsit de scutul său de protecţie, reprezentat prin magnetosferă. Acest fapt poate determina modificări dramatice ale mediului, ducând uneori chiar la dispariţia unor vieţuitoare. Alte momente, de o anumită polaritate şi intensitate magnetică, pot influenţa gigantismul unor specii.

Cât priveşte unghiul dintre magnetismul actual şi cel remanent, el este cauzat nu numai de către bascularea permanentă a polilor magnetici, dar şi

de deriva unor blocuri sau continente. De aceea, magnetismul remanent şi *reconstituirea poziţiei polilor* în diferite etape au constituit un argument important în admiterea derivei continentelor.

4.3.2. Magnetosfera

Magnetosfera şi magnetopauza (sau partea de tranziţie) reprezintă un *câmp magnetic situat în exteriorul Globului*, până mult dincolo de limitele atmosferei. Magnetosfera are o importanţă aparte deoarece intră în contact direct cu vântul solar (flux de gaz ionizat emis neîntrerupt de către Soare), format din electroni, protoni şi atomi într-o stare fizică de tip plasmă. Acest flux loveşte magnetosfera cu viteze de 250–1 000 km/s, formând un **front de şoc** şi împingând-o spre Pământ pe partea luminată de Soare (până la cca 64 000 km, respectiv 10 raze terestre). Aici, câmpul magnetic este intensificat. În partea opusă (întunecată), magnetosfera se alungeşte enorm, sub forma unei **cozi** de cometă, până la peste 640 000 km. Totodată, aici câmpul magnetic se atenuează (fig. 88).

În partea dinspre Soare a magnetosferei, spre interiorul ei, s-au constatat, cu ajutorul sateliţilor artificiali, unele benzi de concentrare a particulelor electrice (protoni şi electroni). Acestea sunt captate şi ordonate de către liniile de forţă magnetică, astfel încât fluxurile respective se deplasează în spirală pe liniile de forţă, dinspre un pol spre celălalt. Ele formează inele de curenţi sau centuri de radiaţii în interiorul magnetosferei. Sunt cunoscute două astfel de centuri, una la cca 3 600 km şi alta la 13 000–19 000 km, denumite *centuri de radiaţii ale Pământului* sau **centurile Van Allen** (fig. 90).

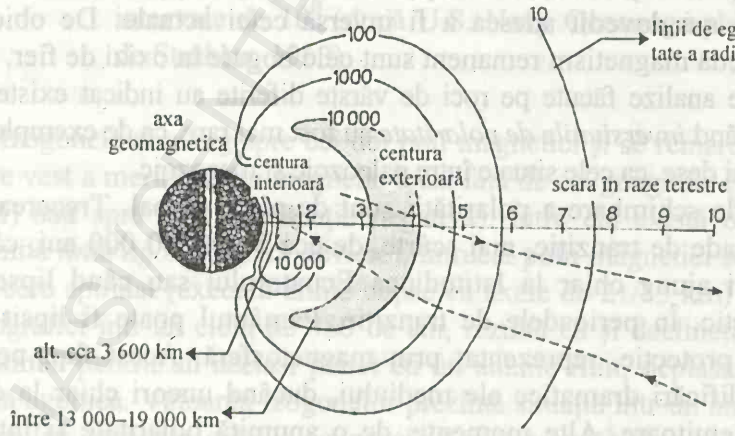


Fig. 90. Secţiune transversală prin centurile de radiaţie Van Allen în prima lor interpretare pe baza datelor transmise de către sateliţii *Explorer 4* şi *Pioneer 3*.

Când au loc erupții în cromosferă, vântul solar crește mult în intensitate (cresc densitatea plasmei și viteza ei de propagare în spațiu), generând așa-numitele *furtuni magnetice* și fenomene *electroluminoase* în atmosfera înaltă a Terrei, de deasupra regiunilor polare. Aceste fenomene luminoase poartă denumirea de *aurore polare* (vezi III.4.4.).

Un anume rol joacă magnetosfera și în *formarea ionosferei* (la 80–400 km altitudine). Aici, razele gamma și X (din spectrul solar) sunt absorbite de către atomii și moleculele de azot și oxigen care, eliberând câte un electron, devin ioni pozitivi. Electronii eliberați dau un curent electric ce se propagă prin ionosferă. Straturile de ioni reflectă undele radio, întorcându-le pe Pământ. Cea mai puternică reflectare o face stratul inferior al ionosferei, numit *stratul Kennelly – Heaviside* (fig. 38).

Magnetosfera este un *sistem complex*, format din plasmă, câmpuri magnetice, câmpuri electrice, unde și particule cu energie înaltă, toate aflate într-o continuă interacțiune și cu influențe determinante asupra ambientului terestru. Viața s-a adaptat influențelor și variațiilor sale, dar prezintă o anumită inerție la variațiile din timpul furtunilor magnetice. În mod direct, magnetosfera constituie un *scut pentru viața pe Terra* împotriva unor radiații nocive cosmice, în special împotriva ultravioletelor. Cercetările au dovedit că principalul scut în acest sens este stratul de ozon, rolul magnetosferei reducându-se, sub acest aspect, la numai 5–10%. Totuși, se pare că la începutul dezvoltării vieții, când stratul de ozon nu se formase încă, rolul de bază l-a avut magnetosfera.

Vântul solar influențează, prin intermediul magnetosferei, și forma atmosferei. Ea este de principiu mult mai bombată la Ecuator (datorită forței centrifuge și a încălzirii aerului). Vântul solar presează și comprimă însă atmosfera dinspre Soare între orele 6 și 12, cu un maxim între ora 12 și 14. Agresivitatea radiațiilor corpusculare sosite prin intermediul vântului solar este însă maximă între orele 14–18. De la ora 18 începe destinderea calotei atmosferice care a fost anterior comprimată, procesul ținând până la orele 0–2 noaptea. Între orele 2 și 6 dimineața, relaxarea diminuează lent, de la 6 reîncepând comprimarea atmosferei.

Aspectele de ordin practic ale magnetismului terestru sunt multiple. S-a arătat posibilitatea *reconstituirii poziției continentelor* prin asamblarea orientărilor magnetismului remanent și prin înregistrarea mersului polilor magnetici. S-a încercat chiar și o *scară cronologică* magnetostratigrafică, bazată pe echivalența globală a perioadelor de inversiune magnetică. Există posibilitatea unor *reconstituiri paleogeografice* (și paleoclimatice) pentru cuaternar, pornind de la ideea că rocile depuse în etapele climatice mai calde sunt mai

susceptibile la magnetizare în raport cu cele depuse în faze mai reci. De asemenea, prin analize micromagnetice, pot fi refăcute unele direcții de transport (paleocurenți) ale unor nisipuri (aluviuni, sedimente) cu oxizi de fier, având o anume orientare a magnetismului remanent. Micromagnetismul este folosit uneori şi pentru *cercetări arheologice*. Magnetismul remanent a ajutat la explicarea curburii unor arcuri insulare (ex. arcul Japoniei), care inițial ar fi fost rectilinii, precum şi *rotirea unor microplăci* (ex. Spania, desprinsă din Golful Biscaya şi rotită până în poziția actuală). În timpul puternicelor cutremure de pământ se produc descărcări electrice între sol şi atmosferă, care dau şi un reflex magnetic; este vorba de un fel de *aurore seismice*, cu lumină difuză, cu intensitate mai mare pe reliefurile înalte şi care acoperă întregul cer. Un fenomen înțeles relativ recent este acela al fertilității cenuşelor vulcanice, care nu se datorează compoziției lor chimice, ci existenței unor minerale magnetice diseminate fin în masa lor. S-a observat chiar *influența magnetismului asupra creşterii unor plante*, când sunt cultivate în şiruri pe direcția est – vest (grâul, de exemplu) dând producții mai mari decât cele în şiruri nord – sud. Magnetismul terestru influențează chiar somnul la nivelul organismului uman, somn care pare a fi mai liniştit când patul este orientat nord – sud.

Rolul cel mai important al magnetosferei este însă acela de *scut pentru menținerea vieții,* cu posibilități de dereglare la furtuni magnetice, dar mai ales în perioadele de inversare a polarității sale.

În România, cercetătorii geofizicieni au abordat şi au rezolvat prin prospecțiuni magnetice multiple probleme legate de *alcătuirea subsolului*. Menționăm aportul la delimitarea unor structuri regionale sau locale, delimitarea unor *reliefuri îngropate* (de tip eroziune sau tectonică, cum sunt horsturile, grabenele, anticlinorii, abrupturile de falie etc.), localizarea unor lacoliți, batoliți sau filoane ş.a.m.d. În Dobrogea, spre exemplu – după Gavăț (1959) şi Airinei (1972) – au fost conturate patru anomalii regionale, corespunzând: ariei hercinice, a şisturilor verzi, nordul Dobrogei de Sud şi sudul Dobrogei de Sud, peste care se suprapun o serie de anomalii locale (Palazu Mare – Constanța – Agigea; Sinoie – Gura Portița; Sfântu Gheorghe – Sulina ş.a.). De remarcat prelungirea celor patru tipuri de areale, ca şi a faliilor ce le despart, pe platforma litorală, dar şi către Moldova şi Câmpia Română.

Privitor la *anomaliile locale de importanță economică*, pot fi citate: zăcământul de fier de la Palazu Mare (de la -550 m în jos, în şisturi mezozonale de tip Krivoi Rog), zăcământul de fier (magnetit şi oligist) de la Iulia (jud. Tulcea), în benzi şi lentile din formațiunile devoniene şi triasice, legate însă de porfirele cuarțifere ce apar în Dealul Conțul, sărurile de Na,

K, Mg de la Tazlău Mare (mase de sare cantonate în miocenul inferior, puternic tectonizat), zăcămintele de mangan de la Răzoare – Lăpuş (oxizii de mangan asociaţi cu oxizi de fier creează anomalii) ş.a. De asemenea, aliniamentele care au permis circulaţii de soluţii hidrotermale mineralizatoare conduc la alterări ale rocilor cu modificarea proprietăţilor magnetice; ele pun în evidenţă sulfuri polimetalice, minereuri auro-argentifere sau bauxită, crom ş.a. Profilele magnetice efectuate din aer (aeromagnetism) pot identifica şi *straturi acvifere*, conducte metalice îngropate, reliefuri fosilizate etc.

4.4. Electricitatea terestră

4.4.1. Curenţii telurici

La suprafaţa şi în interiorul scoarţei, chiar la adâncimi foarte mari, s-a constatat existenţa unui potenţial electric şi a unor curenţi cunoscuţi sub numele de *curenţi telurici* (de la *tellus* = pământ, în latină). Diferenţa de potenţial a acestora este de zeci de milivolţi la nivelul scoarţei.

Liniile de curenţi şi potenţial electric în general formează un *câmp electric terestru*, care are mai multe surse. Acest câmp se asociază şi se influenţează reciproc cu câmpul magnetic, formând **câmpul electromagnetic terestru**. Asocierea forţelor (vectorilor) electrice şi magnetice se face perpendicular una pe cealaltă, pentru fiecare porţiune de materie. Totodată, acestea variază în timp, generând **unde electromagnetice**, care se propagă cu viteza luminii pe o direcţie normală la cei doi vectori (electric şi magnetic). După frecvenţa lor (între 1 000 şi 10^{-13} m) există **unde electromagnetice radio** (lungi, scurte, ultrascurte), *infraroşii*, *luminoase*, *ultraviolete*, *X* şi *gamma*.

Sursele care generează curenţi telurici permanenţi (telurici propriu-zişi) sunt de trei feluri şi sunt situate la trei niveluri în corpul planetar: în *nucleul extern*, în *interiorul scoarţei* şi în *ionosferă* (dar care impune curenţi de inducţie în scoarţă). În nucleul lichid, curenţii par a avea o sursă comună cu cea a magnetismului, respectiv curenţii de convecţie formaţi la cca 3 000–5 000 km adâncime. În plus, diferenţa de rotire între mantaua inferioară şi nucleul extern lichid (şi chiar faţă de nucleul intern solid) creează o diferenţă de potenţial electric în care se integrează şi curenţii din nucleu, pierzându-şi aici o parte din energie. Influenţa acestui câmp potenţial electric în exterior pare a fi în mare măsură barată de discontinuitatea nucleu/manta (la 2 900 km adâncime).

La nivelul scoarţei terestre, cauzele care determină curenţi electrici sunt următoarele: *procesele electrochimice* sau de oxidare şi reducere a rocilor, care provoacă o diferenţă de potenţial între zăcămintele minerale primare (de

fier, mangan etc.) şi partea lor de deasupra care se oxidează (numită şi „pălărie de fier"); *procesele de electrofiltrare* (frecări ale apelor subterane care circulă prin porii rocilor permeabile); *vibraţii* ale suprafeţei Pământului datorită mareelor terestre sau cauzate de presiunea atmosferică, de curenţii de aer; *sarcini electrice aduse la sol* de către curenţii de aer sau de picăturile de ploaie; *polarizări electrice spontane* cauzate de stresuri tectonice în anumite tipuri de zăcăminte minerale. Chiar la suprafaţa apelor oceanice se nasc curenţi electrici datorită diferenţei de densitate şi chimism a sărurilor dizolvate. Printre altele se citează (Bogoslavski, 1974) diferenţa de potenţial electric, de cca 24 mV, între apele sărate ale Mării Negre şi cele dulci venite din Dunăre (care se încarcă negativ cu ioni migraţi din apa sărată, unde rămân mulţi ioni pozitivi). Mareele provoacă uneori diferenţe de potenţial electric, ca şi unii cicloni; explicaţiile în aceste cazuri sunt variate: frecări ale aerului cu apa, frecări ale particulelor de nisip purtate de vânt deasupra apei, detente de ordin baric pe timp de furtună etc. Cel mai adesea, aceşti curenţi electrici din scoarţă sau de la suprafaţă au caracter local.

A treia sursă a curenţilor din scoarţă, care pare a fi şi cea mai importantă, este ionosfera, care acţionează prin inducţie. Curenţii apăruţi astfel poartă adesea numele de **curenţi telurici în sens strict**. Ei *creează fondul electric permanent al scoarţei Pământului*. Cauza lor a fost dedusă mai ales din faptul că prezintă variaţii similare cu ionizarea ionosferei şi cu câmpul electromagnetic produs de către radiaţiile solare. Acestea se referă la: variaţii diurne cu două minime şi două maxime, variaţii de 27 de zile (rotaţia medie a Soarelui în jurul axei sale), anuale şi de 11 ani, plus variaţii crescute în timpul furtunilor magnetice (până la sute de mV/km). În fapt, în atmosfera înaltă rarefiată, cuprinsă între 80 şi 400 km (chiar 1 200 km), formată din straturi de ozon molecular, oxigen atomic, din heliu şi hidrogen atomic, se produce o disociere ionică sub influenţa razelor solare de undă scurtă (gamma, X şi ultraviolete). Moleculele şi atomii pierd în aceste condiţii electroni şi se transformă în ioni pozitivi. Electronii eliberaţi alcătuiesc curenţi electrici care circulă liber. Ei produc câmpuri electromagnetice variabile ce induc pe spaţii regionale curenţii din scoarţa terestră.

Au fost conturate 16 pânze sau vârtejuri regionale, câte opt în fiecare emisferă, în care vectorii (forţele) electromagnetici converg sau diverg în anumite direcţii. S-a constatat că traseul acestor linii de forţă este influenţat şi de cauze crustale (structura şi petrografia rocilor, planuri de subducţie unde se acumulează energie electromagnetică etc.). Se presupune, printre altele, că energia electrostatică de pe planele de subducţie creşte în perioada de paroxism a erupţiilor solare şi poate cauza declanşarea unor seisme.

Variația potențialului electric este în funcție de variația surselor, dar și de conductivitatea electrică a rocilor (inversul rezistivității). Se constată astfel o variație a conductivității cu adâncimea, marcând o descreștere după 15 km, după care apare un strat extrem de conductiv la 75 km adâncime. Urmează o nouă descreștere, până pe la 200 km adâncime, și apoi o nouă creștere ușoară – până pe la 400 km. Între 400 și 1 000 km adâncime apare o conductivitate mult crescută. Cât privește compoziția scoarței, rocile sedimentare și masele de sare au conductivitate mare; apa de mare are însă o conductivitate de 10 000 ori mai mare decât acestea. Prin această compoziție se explică conductivitatea ridicată a scoarței și în vecinătatea suprafeței terestre – cauzată de apa oceanică și de straturile sedimentare saturate cu apă. Stratul de la 75 km pare impus de o conductivitate ionică; pe alocuri, el este mai ridicat și determină anomalii magnetice.

În sens regional, anomalii importante se creează în vecinătatea țărmurilor. S-a amintit că apa de mare are o conductivitate deosebită în raport cu rocile. Apar astfel curenți telurici ce merg adesea paralel cu țărmul. Se pare că există, totodată, și un contrast de conductivitate electrică între arealele suboceanice și cele subcontinentale ale mantalei superioare.

Cât privește unele *aplicații practice*, ele sunt legate tot de descifrarea structurii interne pe calea studiului anomaliilor rezultate din mersul conductivității la anumite niveluri din scoarță. Sunt marcate astfel: fundamentul cristalin al unor zone, structurile cu hidrocarburi (au altă conductivitate), horsturi ascunse (anomalii de maxim), orizonturi acvifere, albii de râu îngropate; se pot determina golurile subterane din fostele exploatări de sare în care a pătruns apa și care s-ar putea, ca urmare, prăbuși (Ocna Mureșului) ș.a.

Un aspect aparte îl constituie *efectul biofizic* sau radiestezic. Este vorba de sensibilitatea unor organisme care reacționează bioelectric la variațiile câmpului electromagnetic generate de surse intracrustale, ca de exemplu: tensiuni (înainte și după cutremure), ultrasunete, curgeri de ape subterane etc. În același mod se explică și agitația animalelor înainte de marile cutremure.

4.4.2. Electricitatea atmosferei

4.4.2.1. Radiația solară – sursă a energiei atmosferice

Electricitatea atmosferică își are originea în *radiația solară*. Radiația solară (și cosmică în general) emite energii atât sub formă *corpusculară* (adică emisie de particule, sau fluxuri de particule – cum este vântul solar), cât și sub formă de *unde* (radiație ondulatorie). Radiațiile pot prezenta un dublu caracter, corpuscular și ondulatoriu, ca de exemplu radiația electromagnetică (când emite și flux de fotoni), sau un flux de electroni care se transmite ondulatoriu.

Radiația solară exercită o presiune asupra atmosferei (și asupra tuturor corpurilor pe care cade), producând, totodată, efecte fizice (între care și electrice), chimice, biologice, atât în atmosferă, cât și la nivelul suprafeței terestre.

Există o radiație solară (cosmică) *primară*, pusă în evidență numai la înălțimi de peste 25–30 km și o alta, *secundară*. Prima se compune în proporție de 91,5% din protoni, din particule alfa (7,8%) și restul din nucleele elementelor ușoare, putând atinge energii extrem de mari. Radiația secundară rezultă din interacțiunea particulelor extraterestre cu nucleele atomice din atmosferă. Ea prezintă două componente: una *moale*, care poate fi absorbită ușor în atmosferă și care este compusă din electroni, protoni și cuante gamma (cele mai mici valori fizice ale radiației gamma), și una *dură*, cu o mare putere de pătrundere, compusă din mezoni *miu* (particule cu masa între electroni și protoni, rezultați din descompunerea mezonilor pion – *pi*, purtători de forțe nucleare).

4.4.2.2. Impactul radiațiilor solare cu aerul

Impactul radiațiilor solare cu aerul se face în diferite moduri și cu rezultate diferite, care pot fi totuși ordonate într-o anumită succesiune: aeroioni – electricitate atmosferică – unde electromagnetice.

a. Radiațiile de *tip corpuscular* primar, care scapă de magnetoscut și de centurile de radiație Van Allen, suferă modificări în funcție de energia particulelor. Cele cu energie mai mare sunt infime procentual, pătrunzând în atmosferă la toate latitudinile, deoarece nu sunt influențate de câmpul geomagnetic. Practic însă, ele nu se resimt la suprafața scoarței. Particulele cu energii mai mici sunt preponderente. Acestea sunt prinse în liniile forțelor geomagnetice, orientate spre polii magnetici, unde se transformă integral, la altitudini de cca 20–50 km. Transformarea se face prin ciocnirea lor violentă cu atomii de azot și oxigen, care sunt distruși. În urma acestor ciocniri rezultă noi particule corpusculare, compuse din grupuri de protoni și neutroni, numite *particule grele*, dar și *radiații secundare,* care ajung până la sol. La rândul lor, particulele grele pătrund în nucleele de azot și oxigen provocând transmutații, ca de exemplu apariția unor nuclee de heliu sau de carbon radioactiv.

Cât privește radiația secundară, ea se manifestă diferit, după componenta ei dură sau moale. Componenta dură, fiind acompaniată de mezoni instabili, se dezintegrează în bună parte în spațiu, dar mulți mezoni de tip *miu* și *pi* ajung la sol, producând pe parcurs *radioactivitatea naturală a aerului.* În același timp, componenta moale produce, mai jos de nivelul ciocnirilor violente, o ionizare a aerului; ea este de fapt sursa principală a ionizării, cu un maximum între 5 și 15 km înălțime, acești ioni fiind vehiculați până la sol.

b. Impactul *radiațiilor electromagnetice* variază după lungimea lor de undă.

b.1. Cele de tip *radio, infraroșii* și *vizibile* formează 93% din masa radiațiilor electromagnetice solare și se mai numesc *nepenetrante*. Ele nu sunt influențate de câmpul magnetic și de aceea pătrund adânc în atmosferă, dar reacționează diferit față de aceasta în funcție de lungimea lor de undă. Astfel, undele radio (hertziene) ajung până la ionosferă, unde sunt returnate, cu excepția celor de undă 0,1–10 m care ajung la sol și produc zgomotul de fond în aparatele radio (intensificat în timpul erupțiilor solare).

Cele infraroșii și vizibile pătrund cu ușurință până la cca 20 km, după care sunt reflectate și absorbite în mare parte în atmosferă. La sol ajung numai în proporție de 10–40%, din care apa oceanelor și zăpada mai reflectă încă 1–15%. Reflectarea este realizată prin intermediul norilor (30–60%), iar absorbția o fac dioxidul de carbon (CO_2) și vaporii de apă (10–30%) din atmosferă.

Pe de altă parte, *energia termică ajunsă la sol* (undele infraroșii și cele vizibile) excită electronii atomilor interceptați. Aceștia își dilată orbitele pe care se rotesc și produc încălzirea uscatului și a apei, determinând procesul de evaporare.

Procesul de evaporare a apei sărate (oceanice) este marcat printr-un *exces de ioni pozitivi* (din cauza spargerii valurilor), în timp ce apa dulce de pe uscat „evaporă" un exces de ioni negativi. Abia după atingerea unei sarcini maxime (în funcție de temperatură și presiune) se evaporă și ioni pozitivi. De aici apar și diferențele electrice între masele de aer de deasupra oceanelor față de cele de pe uscat.

b.2. Radiațiile electromagnetice de tip *ultraviolete, X* și *gamma* (de mare energie) nu sunt frânate de câmpul geomagnetic. De aceea ele iau contact violent cu atmosfera. Pe măsură ce avansează însă în noul mediu, penetrarea lor se amortizează datorită schimbării de structură (amplitudinea undei se micșorează continuu și conduce la *amortizare*), cât și datorită dislocării unor electroni din moleculele sau atomii de aer. Acest fapt produce ionizarea atmosferei la anumite altitudini; mai jos are loc ozonizarea ei.

4.4.2.3. Ionizarea

Ionizarea reprezintă formarea de ioni (aeroioni) electrizați pozitiv (cationi) sau negativ (anioni), provenind dintr-un atom sau moleculă care a pierdut sau a captat unul sau mai mulți electroni. În atmosferă, ionizarea principală se produce la trecerea razelor X, gamma și a ultravioletelor, care sunt absorbite de moleculele și atomii de azot și oxigen (între 90 și 200 km

domină azotul molecular, iar între 200 şi 1 100 km oxigenul atomic). În acest proces de absorbţie, moleculele şi atomii eliberează electroni şi devin ioni pozitivi. Se naşte astfel *ionosfera*, situată între 70 şi 500 km înălţime. Tot aici, electronii eliberaţi se asociază şi formează un *curent electric* ce se deplasează liber la scara Globului. În funcţie de gradul de amortizare a undelor şi de densitatea ionilor pe cm^3, se formează mai multe straturi ionosferice (cinci pe faţa expusă spre Soare = D, E, F_1, F_2 şi G) care noaptea tind să se reducă şi să dispară (dispare mai ales stratul F_2).

Importanţa deosebită a straturilor cu ioni din atmosferă constă în faptul că ele reflectă undele radio, întorcându-le pe Pământ şi făcând posibile comunicaţiile pe mari distanţe. Stratul de la bază, D (sau Kennelly – Heaviside, situat între 70 şi 90 km), reflectă undele lungi, stratul E (100–130 km) returnează undele medii, stratul F_1 (190–230 km) pe cele scurte, iar F_2 (290–500 km) pe cele ultrascurte.

Există şi *alte surse de ionizare,* în special pentru atmosfera joasă: *elementele radioactive* din rocile scoarţei, care dau emisii de electroni (sub formă de radiaţii beta), helioni (radiaţii alfa), radiaţii electromagnetice şi emanaţii de izotopi gazoşi (radon, thoron); *radiul* din sărurile marine; *erupţiile vulcanice*; *pădurea*; *cascadele* (pulverizarea apei produce ioni negativi în aer şi pozitivi pe picăturile de apă şi pe sol); *apa mării*, prin evaporare şi spargerea valurilor (ioni pozitivi); *picăturile de ploaie* produc separări de ioni; *experienţele nucleare* (produc ionizări, dar şi mari perturbări în repartiţia naturală a aeroionilor, cu consecinţe negative la scări regionale şi globale).

Aeroionii sunt deosebit de importanţi pentru viaţă, tipul, proporţia, densitatea şi variaţia acestora formând un factor de mediu esenţial. Ei accelerează sau inhibă interacţiunile dintre sol şi atmosferă, dintre vieţuitoare şi mediu etc.

Aeroionii se pot clasifica după mai multe criterii. De exemplu, după provenienţa chimică, ei pot fi: gazoşi instabili, gazoşi de structură, lichizi etc. Cea mai obişnuită clasificare este însă cea după mărime, deoarece ne indică gradul de mobilitate, ori mobilitatea ionilor este una dintre caracteristicile lor de bază pentru atmosferă. Ionii mici sau uşori, cu raza de $8 \cdot 10^{-8}$ cm, sunt cei mai mobili (1–2 $cm^2/V \cdot s$) şi contribuie cel mai mult la redistribuirea electricităţii în atmosferă. Ionii mijlocii, cu raze cuprinse între $8 \cdot 10^{-8}$ şi $550 \cdot 10^{-8}$ cm, au o mobilitate de 0,01–0,001 $cm^2/V \cdot s$. Ionii mari sau grei, având raze între $550 \cdot 10^{-8}$ şi $1\,100 \cdot 10^{-8}$ cm, au o mobilitate sub 0,001 $cm^2/V \cdot s$; ei se formează prin unirea ionilor mici şi mijlocii.

Gradul de ionizare a aerului este în funcție de densitatea ionilor. În atmosfera inferioară și la sol densitatea este variabilă. De exemplu, pe uscat numărul ionilor mari este mai ridicat datorită impurităților existente (media fiind de 1 000–75 000/cm^3), față de al celor mici (300–1 500/cm^3). Pe oceane și în altitudine predomină însă ionii mici, pozitivi.

Generarea continuă de ioni, ca și sarcinile lor diferite, la care se adaugă prezența curenților de aer, îi fac să fie foarte mobili, să creeze diferențe de potențial electric și curenți electrici.

4.4.2.4. Ozonul atmosferic

Ozonizarea este un alt proces, determinat de interacțiunea dintre atmosferă și radiația solară. În procesul de ionizare, razele gamma și X se amortizează aproape complet până la înălțimea de 50 km. Cele ultraviolete rămân însă cu energie încă mare, acționând asupra oxigenului și transformându-l prin procese fotochimice în moleculele triatomice (O_3).

$$O_2 + h\nu \rightarrow O + O \text{ sau } 3O_2 + h\nu = 2O_3$$

Acestea reprezintă ozonul, din grecescul *ozein*, miros, denumit astfel de către chimistul Schönbein în 1839. Radiația ultravioletă cu lungimi de undă cuprinse între 240 și 320 nm este absorbită de ozon, care se descompune apoi într-un atom de oxigen și o moleculă O_2.

$$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O \text{ sau } O_2 + h\nu \rightarrow 2O$$

Atomii de oxigen se combină ulterior cu oxigenul molecular existent în cantități mult superioare și formează din nou ozonul:

$O + O_2 \rightarrow O_3 + M$, unde M reprezintă orice moleculă de gaz (de obicei N_2) necesară pentru stabilizarea noii molecule de ozon, prin convertirea energiei chimice în energie cinetică.

În concluzie, ozonul absoarbe radiația ultravioletă fără a fi consumat în cadrul acestui proces, rezultatul fiind acela de convertire a radiației din lumină în căldură.

Procesul de distrugere a ozonului se referă la atacarea moleculei de O_3 de către un alt atom de oxigen (proces descris de Chapman în 1930):

$$O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$$

Procesul de ozonizare se produce mai intens între 20 și 35 km altitudine, dar, uneori, urcă și la 55 km. Concentrația și înălțimea acestui strat suferă schimbări în funcție de anotimp (grosimi mai mari vara), dar, de regulă, altitudinile cele mai joase sunt la poli, unde concentrația ozonului este maximă. Motivul este legat și de grosimea mai mică a atmosferei la poli, razele ultraviolete putând pătrunde mai adânc în atmosfera densă de lângă sol. Desigur, urme de ozon există și mai jos, de exemplu în tropo-

sferă (între 0 şi 16 km, unde ozonul apare mai ales sub influenţa descărcărilor electrice sau deasupra aglomeraţiilor urbane în timpul verii), dar acesta este nesemnificativ ca pondere. În jurul altitudinilor de 20–35 km se formează un strat de ozon de o importanţă maximă pentru viaţa de pe Pământ, el fiind un *element esenţial al mediului* geografic.

Ozonul are absorbţie aproape completă a ultravioletului solar din domeniul 240–360 nm (benzile Hartley – Huygens) şi în banda de 9,6 μm, cu aproximativ 10 000 de linii de absorbţie, ducând la o creştere a temperaturii în stratosferă cu un maxim la înălţimea de 50 km. Alte benzi de absorbţie, mai slabe energetic, sunt plasate în partea vizibilă a spectrului între 500 nm şi 700 nm (benzile Chappuis), în infraroşu la 3,28 μm, 3,57 μm, 4,75 μm, 5,75 μm, 14,1 μm, cu unele treceri în domeniul de microunde de 9... 230 GHz.

Ozonul devine un factor hotărâtor în procesul de menţinere a vieţii, prin reţinerea radiaţiei ultraviolete mai scurte de 290 nm şi prin dozarea corespunzătoare a ultravioletului din domeniul 290–340 nm (UV-B). Totodată, el contribuie astfel la reglarea temperaturii din stratosferă (prin absorbţia radiaţiei infraroşii ce vine de la sol şi a radiaţiei solare), cu implicaţii în circulaţia atmosferei şi în menţinerea stabilităţii climatului terestru.

Un mare semnal de alarmă îl constituie pericolul diminuării continue a ozonului stratosferic, proces în care s-a dovedit influenţa antropică negativă asupra mediului prin eliminarea industrială a unor mari cantităţi de gaze cu rol catalitic în procesul de desfacere a moleculei de ozon.

În acest context, s-a arătat că reacţia moleculei de ozon cu un atom de oxigen contribuie cu o pondere de doar 20% la procesul de distrugere a ozonului, iar alte 0,5% se pierd spre troposferă prin transport pe verticală.

Un proces mult mai agresiv este acela de antrenare a ozonului în cicluri catalitice, prin intermediul oxizilor de nitrogen (NO şi NO_2), de hidrogen (H, OH, HO_2) şi clor (Cl, ClO, ClO_2). Concentrarea cantităţii de catalizatori conduce la o accentuare a ratei de recombinare şi, implicit, la o diminuare a stratului de ozon. Totodată, 80% din clorul prezent în stratosferă provine din clorofluorocarburi, tetraclorura de carbon (CCl_4) şi cloroformul ($CHCl_3$) produşi antropic, iar 15–20% din clorura de metil (CH_3Cl) care este degajată prin procese naturale.

Radicalul liber HO apare din fragmentarea apei şi a metanului (CH_4), conducând la tipul de reacţie propus în 1965 de către Hunt:

$$HO + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2$$

$$O + HO_2 \rightarrow HO + O_2$$

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI

Astfel, radicalul HO se regenerează continuu, efectul acestor reacţii rezultând din adunarea lor algebrică:

$O + O_3 \rightarrow O_2 + O_2$, care este identică cu reacţia simplă propusă încă din 1930 de către Chapman, dar care, din cauza factorului catalitic, se desfăşoară mult mai rapid. Lanţul de reacţii catalitice se poate termina prin combinarea a doi radicali liberi:

$HO + HO_2 \rightarrow H_2O + O_2$

Reacţiile catalitice care includ hidrogenul ($HO_x = H + HO + HO_2$) contribuie cu cca 10% la distrugerea ozonului din stratosferă.

Cea mai mare parte din ozonul rămas este antrenată în cicluri catalitice bazate pe oxizii de azot injectaţi în apropierea tropopauzei şi în stratosferă prin intermediul avioanelor sau prezenţi prin procesul natural de reacţie a protoxidului de azot (N_2O) cu atomii de oxigen (peste 1,2 mil. tone sunt produse anual pe această cale). Deşi dioxidul de azot (NO_2) conduce în troposferă la formarea ozonului şi a smogului fotochimic deasupra marilor centre urbane, la nivelul stratosferei el are efect contrar (Crutzen, 1970):

$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$

$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$

Adunarea algebrică a acestor două reacţii arată acelaşi efect net ca în cazul ciclurilor catalitice bazate pe oxizii de hidrogen. Principalul proces care determină îndepărtarea oxizilor de azot este formarea acidului azotic:

$NO_2 + HO \rightarrow HNO_3$, care va fi transportat în troposferă, unde va fi spălat prin precipitaţii.

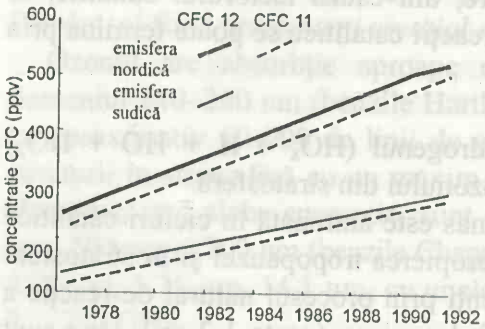
Din fotodisocierea produsă de radiaţia solară, NO_2 este regenerat, iar lanţul catalitic poate fi reluat:

$HNO_3 + h\nu \rightarrow HO + NO_2$

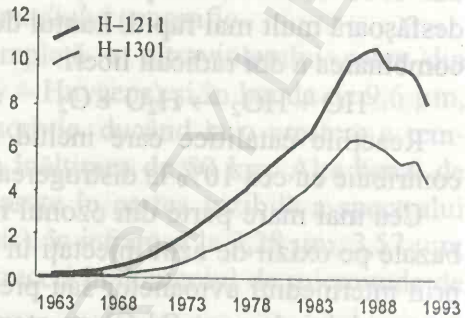
Principala sursă a oxizilor de azot din stratosferă este reacţia dintre oxizii nitrici (N_2O), formaţi prin acţiunea bacteriilor în sol cu o viaţă de peste 150 de ani şi atomii de oxigen. Aproximativ un milion de tone de N_2O sunt convertite anual în monoxid de azot (NO), reprezentând cantitatea de oxizi de azot ce controlează 70% din bilanţul de ozon din stratosferă.

Nocivitate maximă asupra ozonului stratosferic au clorofluorocarburile (CFC) şi halogenurile, care perturbă echilibrul natural al stratului de ozon prin faptul că, din cauza marii lor stabilităţi chimice, pătrund în timp până în stratosfera joasă fără a se diminua cantitativ (fig. 91.1 şi 2). Nefiind descompuse prin oxidanţii naturali existenţi în troposferă, ele pot rămâne în atmosferă mai mult de 100 ani, iar tetraclorura de carbon (CCl_4) chiar mai mult de 200 de ani. Totodată, CFC este un gaz care contribuie de 10 mii de

ori mai puternic decât dioxidul de carbon la accentuarea şi menţinerea efectului de seră (cu o contribuţie de 20% din efectul total).



1



2

Fig. 91. 1 şi 2. (1) Tendinţe în concentraţia medie de CFC–11 şi CFC–12, în perioada 1978–1992 (după Elkins ş.a., 1993) şi (2) emisia globală de H–1211 şi H–1301 (mil. t/an), pentru perioada 1960–1990 (după McCulloch, 1992).

Clorofluorocarburile (CFC) sunt o categorie de compuşi organici volatili, descoperită în 1928. Din 1950, clorofluorocarburile sunt folosite pe scară productivă largă în electronică, drept agenţi de curăţire, în etalonarea aparaturii, în industria pesticidelor şi a produselor farmaceutice (CFC–113), ca agent propulsor de aerosoli, pentru sterilizare, climatizare şi refrigerare (CFC–12, CFC–11).

Cele mai agresive clorofluorocarburi pentru stratul de ozon sunt:

- triclorofluorometan, $CFCl_3$, numit CFC–11 sau R–11 (de la „refrigerant"),
- diclorodifluorometan, CF_2Cl_2 (CFC–12 sau R–12 sau F–12, de la „freon"),
- triclorotrifluoroetan, $CF_2ClCFCl_2$ (CFC–113 sau R–113).

La aceştia se adaugă clasa mai largă a compuşilor organici ce conţin clor, având proprietăţi asemănătoare:

- difluorclorometan $CHClF_2$ (HCFC–22, R–22)
- tetraclormetan (tetraclorură de carbon), CCl_4
- tricloretan, CH_3CCl_3 (R–140a)

- clorometan (clorura de metil), CH_3Cl, produs şi biologic în oceane sau din arderea de biomasă.

Clorul devine abundent în stratosferă mai ales sub forma legăturilor anorganice de tipul acidului clorhidric – HCl (produs şi natural) sau a nitratului de clor – $ClONO_2$, acestea constituind „resursele" de clor din atmosfera înaltă. Acidul clorhidric, fiind solubil în apă, este repede îndepărtat din troposferă, în timp de o zi, două. Prin descompunere, sub influenţa radiaţiei ultraviolete sunt eliberaţi din aceste legături atomul de clor şi clormonoxid (ClO) sau radicalul ClO_2 (denumiţi generic familia de radicali ClO_x), ce provoacă prin cicluri catalitice distrugerea ozonului.

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$$

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2, \text{ efectul net fiind:}$$

$$O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$$

Procesul este mult mai agresiv în cazul atomului de brom, din cauza inexistenţei în stratosferă a unor „rezervoare" stabile, ca în cazul clorului. Acidul bromhidric (HBr) şi azotatul de brom ($BrONO_2$) sunt cu uşurinţă descompuşi prin fotoliză, astfel încât atomul de Br devine liber şi poate reacţiona cu ozonul. Bromul este prezent în stratosferă în cantităţi mult mai reduse comparativ cu clorul (în cantităţi de aproximativ 150 de ori mai reduse), fiind în proporţie de 40–60% generat antropic prin bromura de metil (CH_3Br), folosită ca fumigen, şi prin intermediul halogenurilor (CF_3Br – halon 1301, CF_2ClBr – halon 1211), folosite în extincţii. Ultimele studii de laborator au arătat că o mare cantitate de bromură de metil este consumată de către bacteriile din sol.

Reducerea stratului de ozon la latitudinile mari şi medii se datorează, în cea mai mare măsură, compuşilor de clor şi brom eliberaţi în atmosferă ca urmare a activităţilor antropice. Cantitatea emisiilor de clor şi brom care ajung anual în stratosferă se cifrează la peste 0,3 mil. tone. La acestea se adaugă şi sursele de emisii naturale, cu aproape 75 000 tone/an (Organizaţia Meteorologică Mondială, 1991, 1994).

Datorită întârzierii firești în reacţie a sistemelor naturale la schimbări de stare, există o diferenţă de 10–20 de ani între emisia de CFC şi diminuarea stratului de ozon. Situaţia prezentă este rezultatul activităţilor din anii 1970, în timp ce hotărârile actuale se vor reflecta la nivelul ozonului peste 30 de ani (Convenţia de la Viena, 22 martie 1985; Protocolul de la Montreal din 16 septembrie 1987; a II-a Conferinţă a Părţilor, Londra, 27–29 iunie 1990; a III-a Conferinţă a Părţilor, Nairobi, 19–21 iunie 1991; a IV-a Conferinţă a Părţilor, Copenhaga, 23–25 noiembrie 1992; Conferinţa mondială a climei, Kyoto 1–10 decembrie 1997).

Prin protocolul semnat la Montreal în 1987, producția de CFC a început să se diminueze, ceea ce a condus la stabilizarea concentrațiilor de CFC–12, în timp ce concentrația de CFC–11, de cloroform și de tetraclorură de carbon a început să scadă. Per total, concentrația de clor din troposferă, provenită din halogenuri, a început să cunoască un proces de scădere după un maxim atins în 1995, iar cea din stratosferă se estimează că va atinge un nivel maxim în 1998, crescând cu 6%/an. După anul 1998, clorul din stratosferă se va reduce treptat pe o scară de timp de cca 50 de ani (O.M.M., 1991, 1994). Totodată, calculele arată că stratul de ozon de la latitudinile mijlocii s-a diminuat cu 3% pe decadă pentru perioada 1978–1991 (tabelul 7).

Tabelul 7. Diminuarea ozonului stratosferic (O.M.M., 1991)

	Tendințe pentru perioada 1978–1991 (% pe decadă)		
	dec. – martie	mai – august	sept. – nov.
45^0N	- 5,6 ± 3,5	- 2,9 ± 2,1	- 1,7 ± 1,9
ECUATOR	+ 0,3 ± 4,5	+ 0,1 ± 5,2	+ 0,3 ± 5,0
45^0S	- 5,2 ± 1,5	- 6,2 ± 3,0	- 4,4 ± 3,2

Potențialul de distrugere a ozonului de către un compus oarecare este o măsură relativă, definită ca *rație a cantității totale de ozon distruse de către o cantitate fixă a compusului x, în funcție de cantitatea de ozon distrusă de aceeași masă de CFC–11, unde potențialul de distrugere reprezentat de CFC–11 este luat ca fiind prin definiție 1.* De exemplu, potențialul de distrugere a ozonului prin atomii de brom este de 0,6, iar cel al iodului este de 0,008.

Potențialul de distrugere depinde de natura halogenului, de numărul de atomi de clor sau brom dintr-o moleculă, de masa moleculară și de durata sa de viață în atmosferă.

O problemă acută a lumii contemporane o reprezintă diminuarea pregnantă a ozonului stratosferic deasupra regiunilor polare, dar mai ales deasupra Antarctidei, unde se vorbește tot mai insistent despre o „**gaură de ozon**".

În intervalul 1980–1984, măsurătorile efectuate de pe coasta Antarctidei (stația britanică *Halley Bay* – 76°S și 26°V, unde seriile de date merg până în 1956) au pus în evidență o scădere accentuată a ozonului deasupra

continentului sudic. În acelaşi interval de timp, rezultate asemănătoare au fost obţinute şi de la baza japoneză de cercetări antarctice, *Syowa*, situată cu aproape 1 000 km spre nord. Cercetările satelitare (începând cu satelitul *Nimbus 7*, lansat în 1978, care a transmis imagini asupra stratului de ozon până în mai 1993) sau cele de la baza *Ushuaia* din Patagonia (Argentina), au confirmat apariţia fenomenului de reducere dramatică a ozonului deasupra Polului Sud, începând aproximativ cu anul 1976.

„Gaura de ozon" se referă la o reducere a conţinutului total pe o coloană verticală sub 200 u.D. (o unitate Dobson = 0,01 mm, la 0^0C şi 1 atmosferă), ceea ce corespunde unei reduceri cu 2/3 a valorilor normale de ozon ce caracterizează primăvara antarctică (fig. 92). Fenomenul se suprapune părţii centrale a vortexului polar sudic, la sud de 65°S, mai ales în cadrul stratosferei inferioare, unde temperaturile coboară sub -80°C.

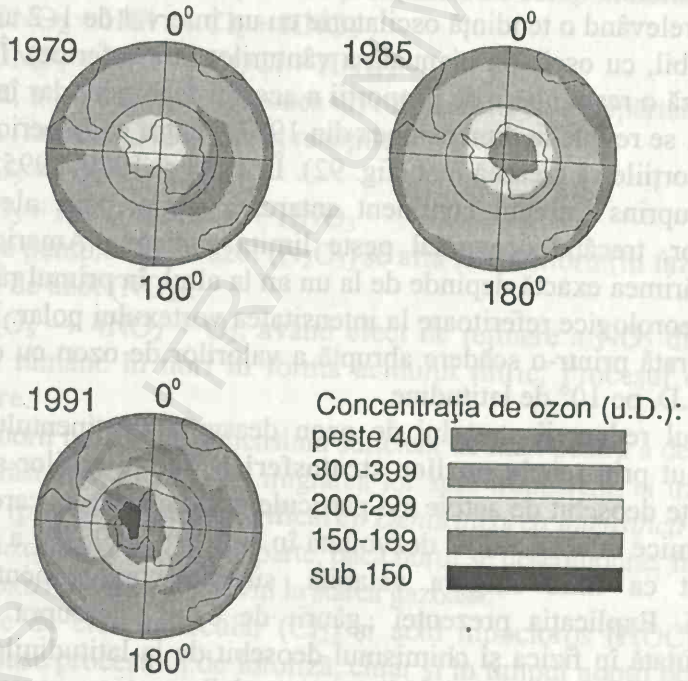


Fig. 92. Evoluţia stratului de ozon deasupra Polului Sud în perioada 1979–1991 (după „Atlasul Mediului", Helicon, 1992).

Diminuarea accentuată a valorilor de ozon se înregistrează începând cu luna august şi până la sfârşitul lui noiembrie, suprapuse fiind unui minim pentru această perioadă de aproximativ 300 u.D. La începutul primăverii, când în mod normal valorile ar trebui să cunoască o creştere, acestea scad continuu în ultimele două decenii, până la valori sub 150 u.D.

Faptul arată că la altitudini de 15–20 km, aproximativ 95% din stratul de ozon este distrus. La 25 km înălţime procesul este mai lent, ajungându-se la o diminuare de 50% a stratului de ozon. Spre sfârşitul primăverii şi începutul verii polare se înregistrează o creştere uşoară a valorilor de ozon datorită diminuării centrului anticiclonal prin creşterea temperaturilor, urmat de un aport de aer mai bogat în ozon de la latitudinile mijlocii. Durata de menţinere a minimului antarctic variază în limite foarte largi de la an la an, în 1990, spre exemplu, „gaura de ozon" persistând până în decembrie.

În intervalul 1978–1987, „gaura de ozon" s-a extins atât în înălţime cât şi în profunzime (referitor la pierderea totală de ozon pe o coloană verticală), relevând o tendinţă oscilatorie cu un interval de 1–2 ani (în legătură, probabil, cu oscilaţia bianuală a vânturilor stratosferice). În 1988, se înregistrează o restrângere de proporţii a acestui fenomen, dar în intervalul 1989–1991 se revine la dimensiunea din 1987, pentru ca în perioada 1992–1995, proporţiile să crească lent (fig. 92). În 1987 şi 1989–1995, „gaura de ozon" a cuprins întregul continent antarctic, cât şi părţi ale oceanului înconjurător, trecând ocazional peste limita sudică a Americii de Sud (55°S). Mărimea exactă depinde de la un an la altul, în primul rând de condiţiile meteorologice referitoare la intensitatea vortexului polar. Limita este bine conturată printr-o scădere abruptă a valorilor de ozon cu o medie de 100–150 u.D. pe 10° de latitudine.

Scenariul reducerii stratului de ozon deasupra continentului antarctic este susţinut prin **teoria norilor stratosferici**. Teoria norilor stratosferici cu suprafeţe deosebit de active ale particulelor de gheaţă pe care se produc reacţii chimice intense, a fost dezvoltată în anii 1985–1987 şi a rămas până în prezent ca fiind singura valabilă, susţinută experimental şi prin măsurători. Explicaţia prezenţei „găurii de ozon" deasupra Antarctidei trebuie căutată în fizica şi chimismul deosebit de la latitudinile polare, ce conduce la eliberarea clorului din „rezervele" inactive, convertindu-l în radicali liberi care atacă ozonul.

În timpul iernii, aerul rece din stratosfera antarctică coboară spre sol, forţa Coriolis determinând o circulaţie vestică în jurul Polului Sud. Când Soarele revine la aceste latitudini, în timpul primăverii polare, vânturile slăbesc ca intensitate, dar vortexul se menţine stabil până în noiembrie.

Astfel, masa de aer polar este izolată față de circulația atmosferică generală, funcționând ca un mare centru de înaltă presiune, cu o mișcare descendentă a aerului mai bogat în ozon provenit de la latitudinile mijlocii și cu o degajare spre exterior a aerului sărăcit în ozon, dar îmbogățit în ClO. Vortexul polar este, totodată, extrem de rece, cu temperaturi de -80°C în partea inferioară a stratosferei, ducând la formarea în cadrul acesteia a unor nori bogați în acid nitric și apă, probabil sub forma unor cristale de acid nitric trihidratat – $HNO_3.3(H_2O)$, iar, în măsură mult mai redusă, și a norilor alcătuiți din cristale de gheață obișnuită. Rezervele de clor existente ca nitrat de clor ($ClONO_2$) sau acid clorhidric (HCl), care, în condiții normale, sunt inactive în cadrul stratosferei, reacționează chimic pe suprafața norilor stratosferici polari. Acidul clorhidric se dizolvă în particulele ce compun norul, ducând la creșterea dimensiunii acestora. Când o moleculă de clornitrat este absorbită în nor au loc următoarele reacții, în care acidul nitric (HNO_3) rezultat este reținut de particulele ce compun norul:

$$ClONO_2 + HCl \rightarrow Cl_2 + HNO_3$$
$$ClONO_2 + H_2O \rightarrow HOCl + HNO_3$$

Totodată, norii stratosferici joacă un rol catalitic în îndepărtarea oxizilor de nitrogen (familia „NO_x"), prin reacțiile:

$$N_2O_5 + H_2O \rightarrow 2HNO_3$$
$$N_2O_5 + HCl \rightarrow ClNO_2 + HNO_3$$

Deoarece pentoxidul de azot (N_2O_5) se află în echilibru (în faza gazoasă) cu dioxidul de azot (NO_2):

$2N_2O_5 \rightarrow 4NO_2 + O_2$, având efect de reținere a NO_2 din faza gazoasă, care rămâne în nori în forma acidului nitric. Procesul este numit **denoxificare.**

În timp, norii pot atinge dimensiuni suficient de mari pentru a deveni foarte grei și a părăsi stratosfera. Prin migrarea lor spre troposferă, ei transportă și acidul nitric (proces numit **denitrificare**). *Denitrificarea intensifică astfel procesul de denoxificare.* Pe de altă parte, dacă norul se descompune, fiind încă în stratosferă, oxizii de nitrogen revin la starea gazoasă.

Produsele de clor molecular (Cl_2) și acid hipocloros (HOCl) sunt cu ușurință supuse procesului de fotoliză, chiar și în timpul nopții polare, când cantitatea de radiație ultravioletă este extrem de redusă, ea fiind cu rapiditate absorbită de către clorul molecular:

$$Cl_2 + h\nu \rightarrow 2Cl$$
$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$$

Efectul este acela de apariție a unor mari cantități de ClO, care, în mod normal, ar fi fost capturate de NO_2 și retransformate în rezerva stabilă de $ClONO_2$, dacă nu ar fi existat procesul de *denoxificare* și *denitrificare*.

Neputând fi îndepărtate, Cl și ClO formează un ciclu catalitic eficient în procesul de distrugere a ozonului, folosind atomii liberi de oxigen din stratosfera înaltă. Procesul de formare a „găurii de ozon" în stratosfera joasă implică peroxidul de clor (ClOOCl), pe baza unei succesiuni de reacții mult accelerate datorită temperaturilor scăzute:

$$ClO + ClO \rightarrow ClOOCl$$
$$ClOOCl + h\nu \rightarrow Cl + ClOO$$
$$ClOO \rightarrow Cl + O_2$$
$$2Cl + 2O_3 \rightarrow 2ClO + 2O_2$$

Efectul net fiind: $2O_3 \rightarrow 3O_2$

Deoarece fotoliza peroxidului de clor necesită prezența radiației ultraviolete, abundentă în stratosfera joasă abia în timpul primăverii polare, procesul presupune o lungă perioadă de formare a ClO și ClOOCl iarna, urmată de o masivă distrugere a ozonului, primăvara. Se presupune că acest mecanism are o contribuție de 70% la diminuarea stratului de ozon antarctic.

Un alt proces, identificat în 1986 de către McElory ș.a. (citat de Prather, Midgley, Rowland, Stolarski, 1996) are la bază clorul și bromul, contribuind cu 20% la distrugerea stratului de ozon:

$$ClO + BrO \rightarrow Br + Cl + O_2$$
$$Br + O_3 \rightarrow BrO + O_2$$
$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$$

Efectul net fiind același: $2O_3 \rightarrow 3O_2$

Modelele evoluției viitoare redau o intensificare a fenomenului de reducere a stratului de ozon stratosferic deasupra Polului Sud, atât pe orizontală și pe verticală, cât și ca durată de menținere. Interrelația dintre ozon și climă este însă cu mult mai complexă.

Calculele arată că, dacă sporirea cantității de clor din stratosferă va continua, se preconizează o extindere a „găurii de ozon" dincolo de vortexul polar sudic, mergând până la o dublare a arealului ocupat în prezent. Astăzi nu se constată însă o astfel de tendință, în 1992 limitele fiind cu 15–25% mai largi comparativ cu 1991, iar în 1993, fenomenul menținându-se pe un areal aproximativ egal anului precedent. Această creștere s-ar fi dato-

rat, probabil, prezenței aerosolilor sulfatici injectați în stratosferă prin erupția vulcanului Pinatubo din iulie 1991 (Solomon și Albritton, 1992). Acești aerosoli au fost însă îndepărtați din stratosferă după 2–3 ani, astfel încât creșterea în dimensiuni a găurii antarctice în intervalul 1992–1993 pare să fi fost temporară. În orice caz, limitele acestui fenomen nu pot depăși latitudinea de 55°S, fără o modificare considerabilă la nivelul traiectoriei vânturilor antarctice, care să mărească suprafața vortexului polar. Această modificare poate surveni ca o consecință a încălzirii climei, deoarece efectul de seră duce la creșterea temperaturii troposferei, răcind însă stratosfera.

Dezvoltarea în profunzime a „găurii de ozon" spre stratosfera înaltă poate fi influențată în oarecare măsură de creșterea cantității de clor în următorii 10 ani, iar durata de menținere a valorilor reduse să crească din cauza răcirii aerului stratosferic, care duce la stabilizarea vortexului polar. Scăderea temperaturilor este o consecință a îmbinării efectului „greenhouse" cu cel de diminuare a cantității de ozon, ca sursă a încălzirii stratosferei prin convertirea radiației ultraviolete din lumină în căldură.

Consecințele imediate ale reducerii stratului de ozon antarctic se reflectă, în primul rând, asupra zonelor limitrofe: Australia, sudul Africii și al Americii de Sud, prin includerea aerului sărac în ozon în circulația atmosferică spre latitudinile mijlocii, o dată cu creșterea temperaturilor în timpul verii și diminuarea ariei anticiclonale polare. Această difuzare a aerului antarctic, mult sărăcit în ozon, la nivelul circulației generale a atmosferei, pare a fi și o cauză a reducerii globale, cu 3% pe deceniu, a stratului de ozon, mai ales că acest aer este îmbogățit în oxid de clor.

În perioada 1980–1993 s-a pus în evidență deasupra României o descreștere anuală a ozonului stratosferic de 7,7%. Această diminuare este mai accentuată în sezonul rece, când atinge valori de 8,8% față de scăderea de 6,9% din timpul verii. Anii cu cea mai accentuată scădere a ozonului au fost 1991, 1992 și 1993, cu descreșteri pe medii lunare de peste 20% (Frimescu ș.a., 1994).

4.4.2.5. Câmpul aeroelectric

Câmpul aeroelectric sau atmosferic se creează în special datorită generării continue de ioni pozitivi și negativi, Pământul fiind un conductor electric sferoid, încărcat în general negativ la nivelul solului, pozitiv în atmosfera joasă și negativ în cea înaltă. Acest câmp electric al atmosferei poate fi reprezentat, oarecum teoretic, prin curbe sau *suprafețe sferice echipotențiale* (de egal potențial electric). Diferența de potențial între suprafețe se măsoară în volți (V). Când distanța dintre două suprafețe este de 1 m, diferența respectivă se numește gradient de potențial aeroelectric.

Valoarea gradientului scade de obicei cu înălțimea, fiind de 100–250 V/m lângă suprafața terestră și de 1 V/m la 20 km înălțime. Mersul suprafețelor echipotențiale este paralel cu relieful în atmosfera joasă, pe înălțimi densitatea lor fiind mai mare.

Câmpul aeroelectric, din cauza formării continue de ioni (pozitivi și negativi), ca și a mobilității lor deosebite, *prezintă variații mari în timp și spațiu*. Aceste variații sunt cu atât mai importante cu cât aerul însuși, sub acțiunea tensiunii electrice, poate căpăta proprietăți conductive, devenind conductor electric. Astfel, aeroionii pozitivi tind mereu să se acumuleze în straturile de lângă suprafața terestră (încărcată negativ), iar cei negativi migrează în sus. Se naște un *curent electric vertical* cu o intensitate medie de 1 500 Å (angstromi)[25]. Acest curent ar putea neutraliza potențialul negativ al suprafeței terestre în numai câteva minute, dacă sursele de ionizare nu ar funcționa continuu menținând diferența de potențial.

Pe spații restrânse se produc separări importante de sarcini electrice care perturbă câmpul aeroelectric, dând naștere la gradienți potențiali foarte mari. Așa spre exemplu, formațiunile noroase cu mare dezvoltare pe verticală, cum sunt norii de tip cumulonimbus, prin curenții lor de aer convectivi, prin fricțiunile aerului, ale picăturilor de apă sau ale cristalelor de gheață, provoacă puternice ionizări, cu separarea sarcinilor potențiale.

În partea inferioară a norului se concentrează mari sarcini negative, iar în cea superioară, sarcini pozitive. Se naște un *nor dipol*, cu ioni mari pozitivi la nivelul superior, unde și temperaturile sunt sub 0^0C și domină cristalele de gheață. Sarcina negativă de la baza norului (cu picături fine de apă și temperaturi cu puțin peste 0^0C) determină în plus (prin inducție electrostatică) crearea unor sarcini pozitive în suprafața solului de dedesubt (care de obicei este negativă). În nor apar diferențieri de ordin și mai redus, ca de exemplu un mic centru pozitiv la baza lui, acolo unde coboară un curent de precipitații venite de sus. Acesta induce, pe verticală, la sol, un mic centru negativ.

Norii dipoli își extind influența perturbatoare asupra câmpului aeroelectric până la 20 km de axul lor. În cazul unor fronturi reci noroase, apar un număr mare de astfel de nori ce se înșiruie pe sute sau mii de km.

4.4.2.6. Descărcările electrice bruște și lente

Descărcările electrice au loc în atmosferă sau între atmosferă și suprafața terestră ca urmare a separării de sarcini electrice importante, cauzate de ionizări accentuate pe spații restrânse. Acestea perturbă câmpul

[25] 1 Å = 10^{-10} m.

electric normal şi produc gradienţi potenţiali mari. Descărcările respective dau naştere la fulgere, trăsnete, focul Sf. Elm, aurore polare.

Fulgerul este un fel de scânteie enormă ce se produce prin descărcarea bruscă a potenţialului electric dintre doi nori sau dintre polii unuia şi aceluiaşi nor ajunşi la gradienţi de 200 000–300 000 V/m. Filmarea acestui fenomen a indicat că un fulger se compune din mai multe descărcări ce au loc succesiv, până ce sarcinile se neutralizează. După formă, există fulgere *liniare*, *sinuoase* (cele mai obişnuite), *difuze*, în *şiraguri*, *globulare*. Cele globulare sunt sfere luminoase care se nasc datorită unei diferenţe mari de potenţial ce poate să apară între atmosferă şi sol; descărcarea este de durată, sferele se rostogolesc şi dispar brusc prin explozie.

Trăsnetele sunt descărcări bruşte între nori şi suprafaţa terestră. Punctul trăsnit este în funcţie de densitatea suprafeţelor echipotenţiale, respectiv de mărimea gradientului potenţial. Proeminenţele, vârfurile ascuţite, formele înalte de relief, pomii etc. „atrag" trăsnetele. Apărarea clădirilor se face prin instalarea de paratrăsnete, deoarece o descărcare de tip trăsnet atinge mii de amperi.

Focul Sf. Elm reprezintă o descărcare luminoasă lentă şi de durată, care îmbracă forma unei egrete purpurii, violacee sau albastre, realizată pe corpuri ascuţite – catarge, schele, turnuri, paratrăsnete etc. Este o descărcare între atmosferă (nu nor) şi sol, când între ele s-a creat o diferenţă mare de potenţial.

Aurorele polare sunt luminescenţe sub formă de draperii, raze, benzi, arcuri, pete radiale etc., aflate într-o continuă mişcare, fiind colorate variat (roşu, galben, verde). Ele apar în aerul rarefiat din atmosfera înaltă, cu precădere deasupra polilor magnetici. Sunt provocate de fluxul vântului solar, prins de magnetosferă şi dirijat spre cei doi poli. Se nasc la altitudini de 100–1 000 km, mai frecvent sub 500 km şi îndeosebi în timpul petelor solare, care perturbă câmpul magnetic terestru. Sunt un fel de descărcări electrice în gaze la presiuni reduse, pe direcţiile liniilor magnetosferei.

4.4.2.7. Rolul câmpului aeroelectric şi al aeroionilor pentru mediul de viaţă

Rolul câmpului aeroelectric şi al aeroionilor este deosebit, în sensul în care acest câmp asociază multe energii care se produc în atmosferă, în special forţele magnetice. El condiţionează interacţiunile dintre atmosferă şi organisme, afectând capacitatea acestora din urmă de a atrage sau respinge sarcinile electrice, de a inhiba sau accelera o serie de procese biotice. De exemplu, el influenţează procesul de osmoză a celulelor sau a anumitor organe, procesul de sinteză din celulele plantelor, activitatea unor viruşi. Acumularea energiei extrase din alimente în celulele organice animale

necesită prezența în aer a unei anume concentrări de ioni mici de oxigen, care să faciliteze captarea și stocarea acesteia.

S-au constatat, printre altele, unele legături directe între intensificarea erupțiilor solare (care variază puternic procentul de aeroioni și câmpul electric atmosferic) și transformarea unor bacterii saprofite (care se hrănesc cu resturi de plante și animale în putrefacție) în bacterii patogene, care produc îmbolnăviri. În perioadele de ionizare puternică (când se intensifică erupțiile solare) se observă o slăbire a rezistenței organismului uman, creșterea valurilor de gripă, hemoragii cerebrale, creșterea tensiunii arteriale, dureri reumatice, dereglări digestive sau cardiovasculare, creșterea deceselor etc. Tot acum se înmulțesc puternic anumite insecte, apar migrații de lăcuste ș.a. Înseși recoltele variază în funcție de ciclul erupțiilor solare, tot prin intermediul ionizărilor.

Corpul uman și toate organismele și-au creat un *sistem de electroreglare*, între anumite limite, în raport față de câmpul aeroelectric. Peste sau sub aceste limite organismul devine sensibil, putând fi afectate anumite funcționalități ale sale, până la perturbări totale. Printre altele se cunoaște că bioorganismele dispun de o rețea de conductori electrici care oprește propagarea unor unde electromagnetice în interior, dirijându-le în pământ, sau în alte direcții. Fiecare specie și chiar fiecare organism prezintă, totodată, unele *limite optime* (sau un mediu aeroelectric optim) între care se dezvoltă și viețuiește normal. La modul general, acest mediu trebuie să conțină în permanență atât ioni pozitivi, cât și negativi, dar cu un surplus moderat în cazul primei categorii. În cadrul acestor limite, concentrația ionilor mici, cei mai importanți, variază cu aproximație între 1 000 și 1 200/cm^3.

Pragurile mediului optim sunt depășite cu mult în timpul furtunilor magnetice, când se formează suite de unde electromagnetice. Ele apar și ca urmare a descărcărilor electrice provocate de norii cumulonimbus, sau din alte cauze cu efect ionizator perturbant. Organismele slăbite sau sensibile suportă mai greu aceste depășiri ale limitelor normale. Există deja preocupări intense privind raporturile dintre aceste schimbări de limite și evoluția sau apariția unor boli. Se creează încăperi cu o anume ionizare, adăposturi sau saloane speciale pentru protecția celor hipersensibili (în special cardiaci) la apariția invaziilor de aeroioni din timpul furtunilor magnetice. În unele țări s-au organizat chiar servicii de alertare a bolnavilor cu 24–48 ore înaintea unui asemenea fenomen.

Un ultim aspect, de natură practică, este faptul că marile descărcări electrice de pe suprafața scoarței produc, fiecare, între 80 și 1 500 kg de oxid de azot, care fertilizează solul. La nivelul unui an, acest îngrășământ atinge în

jur de 100 milioane tone. De asemenea, o veche curiozitate a lumii antice, aseptizarea apei ținute în vase de argint, a fost descifrată relativ recent prin procesul de ionizare. Ionii de argint sunt aseptici și deci sterilizează apa, menținându-i însă calitățile. Procesul este folosit la sterilizarea unor băuturi răcoritoare și a apei din unele bazine de înot, cu ajutorul unor electrozi de argint. Similar se procedează și cu apa marinarilor sau a cosmonauților, pentru a o păstra proaspătă și sterilă mult timp.

4.5. Energia seismică – cutremurele de pământ

Cutremurele erau socotite de filozofii Greciei antice ca fiind manifestări ale unor curenți de aer subterani sau ale unor focuri ce ardeau adânc în interiorul Pământului. În jurul anului 130 î.Hr., învățatul chinez *Zhang Heng* a arătat că undele seismice pornesc dintr-o sursă seismică, de unde se răspândesc în scoarță, în toate direcțiile. Pentru a surprinde orientarea generală a oscilațiilor, el a conceput un vas de bronz, deasupra căruia a situat opt bile, ținute într-un echilibru instabil în gura a opt dragoni. La trecerea unei unde seismice, una sau mai multe dintre aceste bile cădeau în interiorul vasului situat dedesubt, de unde se putea deduce direcția de propagare a undei seismice.

Abia la începutul secolului nostru, seismologul rus *Boris Golițîn* a inventat seismograful electromagnetic, în care masa inertă magnetică oscilează în interiorul unei bobine în care ia naștere curentul electric.

Înregistrări referitoare la seisme istorice sunt extrem de rare înainte de mijlocul sec. al XVIII-lea: puternicul cutremur care a distrus orașul Ephesos din Asia Mică, în anul 17 d.Hr., Roma în 476 sau Constantinopolul în 557 și 936. Cutremure puternice au distrus orașul Napoli în 1456 și Lisabona în 1531 și 1755. În 1556, un puternic seism s-a manifestat în provincia chineză actuală Shaanxi, omorând aproximativ 800 000 de oameni. Un alt cutremur a avut loc în anul 1693, în Sicilia, provocând mari pagube materiale și moartea a peste 60 000 de oameni. La începutul secolului al XVIII-lea, orașul japonez Edo, astăzi parte a marelui Tokyo, a fost distrus de un seism ce a cauzat peste 200 000 de victime. În 1797, s-a produs un seism în Quito, actuala capitală a statului Ecuador, omorând peste 40 000 de locuitori. În Statele Unite, cele mai puternice cutremure din istoria modernă a acestei țări au fost cele care au afectat sud-estul statului Missouri, lângă orașul New Madrid, în 1811 și 1812. Celebru a rămas însă cel care a zguduit orașul San Francisco la 18 aprilie 1906, provocând 700 de victime.

Printre cele mai recente seisme se numără cel de pe 17 ianuarie 1995, din orașul Kobe, cu o magnitudine de 7,2 grade pe scara Richter și care a cauzat, în

numai 20 de secunde, moartea a peste 4 000 de persoane, lăsând mai mult de 275 000 de oameni fără adăpost. La 28 mai 1995, un cutremur de 7,5 grade pe scara Richter a provocat peste 2 000 de victime şi pagube materiale importante oraşului petrolier Neftegorsk, Rusia. În provincia Yunnan din China, lângă Lijiang, un seism cu o magnitudine de 7 grade pe scara Richter a determinat, la 3 februarie 1996, moartea a peste 300 de persoane, distrugând cca 830 000 de locuinţe. La 1 martie 1997, un cutremur de 5,5 grade pe scara Richter a cauzat, în Iran, peste 2 000 de răniţi şi 500 de morţi, iar la 11 ianuarie 1998, un cutremur în China a rănit 12 000 de oameni, lăsând alţi 44 000 fără adăpost. Cutremure puternice au afectat recent Bolivia (22 martie 1998), Afghanistanul (februarie şi mai 1998) şi Turcia (28 iunie 1998), cauzând zeci şi sute de morţi.

Deşi în ultimii ani s-au înregistrat unele succese privind monitorizarea undelor seismice în ţări precum Japonia, S.U.A., China şi Rusia, singurul caz de predicţie şi avertizare eficientă în caz de seism rămâne cel din 1975, când chinezii au prevăzut în mod corect un cutremur cu o magnitudine de 7,3 grade la Haicheng, evacuând 90 000 de persoane cu numai două zile înainte ca 90% din oraş să fie distrus de cutremur.

4.5.1. Elementele fizice ale cutremurelor

Elementele fizice ale cutremurelor (fig. 93) se referă la *hipocentru*, *epicentru* şi *unde seismice* de propagare: *prime* (longitudinale), *secunde* (transversale) şi *superficiale*.

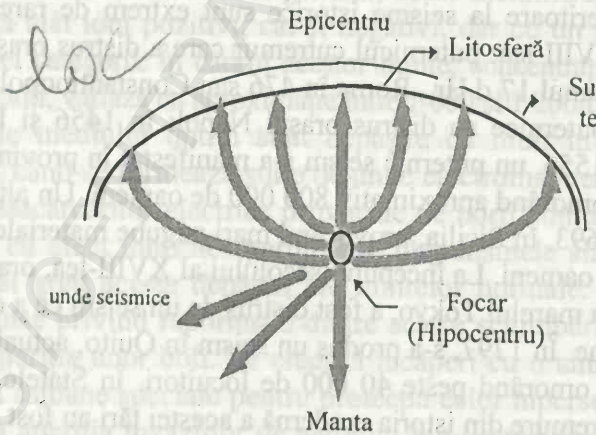


Fig. 93. Elementele fizice ale cutremurelor de pământ (din diferite surse).

Cutremurele se produc din cauza înmagazinării unei mari energii de potenţial în scoarţa terestră, care este eliberată apoi brusc sub formă de unde elastice (unde seismice, *seismos* în greacă însemnând zguduire). Aceste

eliberări de energie se produc în momentul în care tensiunile la care sunt supuse rocile într-un anumit spațiu depășesc rezistența acestora la deformare. Se produc astfel deformări ireversibile, însoțite de o descărcare a tensiunilor. Ca urmare a degajării bruște de energie, în focar are loc o puternică compresiune a materiei, urmată de o dilatare, care determină o mișcare oscilatorie a particulelor materiale din jur. Aceste mișcări reprezintă undele seismice.

Undele seismice se propagă în toate direcțiile, pornind din focarul localizat în crustă sau subcrustal (fig. 93). Centrul acestui focar se numește **hipocentru**. În focarul cutremurului au loc deformări remanente, în timp ce în afara acestuia au loc, în majoritatea cazurilor, doar deformări elastice. Uneori însă, în situația unor cutremure foarte puternice, se pot produce deformări remanente (falii, fisuri, crăpături, decroșări, alunecări etc.) și în afara spațiului focarului. Pe măsura îndepărtării de focar, energia undelor seismice se reduce treptat, prin faptul că o mare parte este consumată de frecările interne.

Epicentrul este punctul de la suprafața Pământului situat în prelungirea razei Pământului care trece prin hipocentru. Zona de la suprafața scoarței unde seismul se manifestă cu o intensitate maximă poartă numele de *zonă epicentrală* sau *pleistoseistică*. Liniile sinuoase închise, dispuse concentric în jurul regiunii epicentrale și care unesc punctele de egală intensitate seismică, se numesc *izoseiste*. Liniile care unesc punctele în care a ajuns în același timp o undă seismică poartă denumirea de *homoseiste* sau *izocrone*. Distanța dintre epicentru și hipocentru reprezintă *adâncimea focarului*, iar distanța de la un punct de observație la epicentrul cutremurului poartă numele de *distanță epicentrală*.

Undele seismice reprezintă vibrațiile produse de energia mecanică declanșată în hipocentru și se transmit în toate sensurile în jurul acestuia (fig. 93). În funcție de undele elastice eliberate, se stabilesc: durata, timpul la origine, indicat de momentul inițierii cutremurului în hipocentru.

Materia reacționează la impulsurile pe care le primește prin două categorii de deformări elastice: *schimbări de volum* și *schimbări de formă*. Schimbările de volum constau în dilatări și comprimări ce se propagă în mediile rigide sub forma undelor longitudinale sau prime.

Undele longitudinale sau *prime* (*P*) sunt date de vibrațiile moleculelor rocilor din scoarță, paralele cu direcția lor de propagare. Viteza undelor prime variază în funcție de rigiditatea mediului. Astfel, se înregistrează viteze de 4–7 km/s în crustă (de la cca 1 km/s în pietrișuri, la 2,5 km/s în argile și 5,8 km/s în oțel) și de peste 8 km/s sub suprafața Mohorovičić. La limita nucleului extern (2 900 km), viteza scade brusc pentru a crește din

nou, treptat, ajungând la 11 km/s în nucleu (5 000 km). Undele *P* traversează orice mediu, fiind primele care ajung la suprafaţa scoarţei datorită vitezei lor mari, anunţând astfel cutremurul. Mărimea intervalului de timp între sosirea undelor prime şi a celor secunde este cu atât mai mare cu cât este mai îndepărtat hipocentrul din care au pornit undele respective. Pe baza acestui raport, se poate calcula distanţa faţă de hipocentru a unui punct de la suprafaţa Pământului.

Undele transversale sau *secunde* (*S*) sunt unde de distorsiune, cu perioadă şi amplitudine mai mari decât primele. Ele reprezintă vibraţii ale rocii în plan transversal (perpendicular) pe direcţia de propagare a undei. Vitezele înregistrate sunt de 2–4 km/s în scoarţă. Undele transversale nu pot penetra medii lichide, nedepăşind în adâncime marea discontinuitate a nucleului. Undele transversale provoacă la suprafaţă mişcări de distorsiune sau de trepidare.

Undele superficiale, lungi (*L*) sunt vibraţii în plan orizontal la suprafaţa Pământului, rezultate din interferenţa în epicentru a undelor longitudinale şi transversale. Ele se propagă în mod elipsoidal doar în lungul scoarţei, cu viteze constante de 3,4 km/s. Vitezele scad însă la traversarea formaţiunilor superficiale, datorită rigidităţii scăzute a acestora, mărind amplitudinea undelor. Din cauza amplitudinii lor mari, undele superficiale constituie cel mai mare pericol pentru societatea umană.

Lungimea undelor seismice variază de la câteva sute de metri la câteva sute de kilometri, iar amplitudinea lor variază de la fracţiuni de milimetri până la câţiva zeci de centimetri.

Ca orice fenomen ondulatoriu, undele seismice suferă fenomene de reflexie (de reîntoarcere) şi de refracţie (fenomen de modificare a direcţiei lor de propagare), atunci când trec prin medii diferite. Când o undă seismică atinge suprafaţa de demarcaţie dintre două medii diferite de propagare (suprafaţă de discontinuitate), ea se reflectă sau se refractă conform unei legi simple, numite *legea lui Descartes* (fig. 94.1 şi 2), care este aceeaşi cu cea care reglează refracţia undelor luminoase:

$$\sin r = \frac{V_2}{V_1} \sin i$$

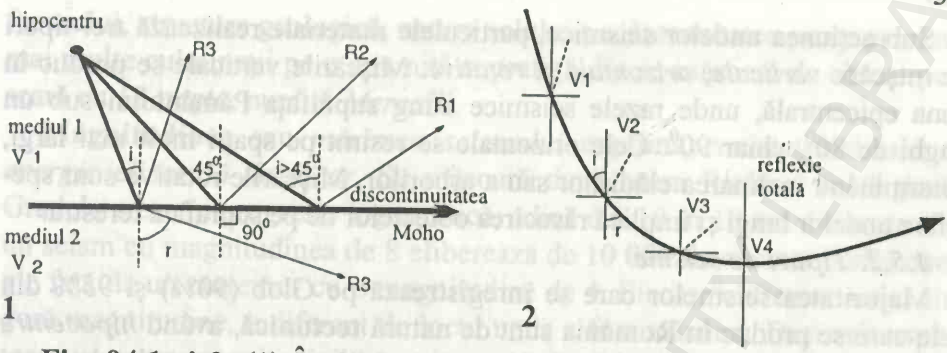


Fig. 94.1 şi 2. (1) În funcţie de unghiul de incidenţă pe suprafaţa de discontinuitate, undele seismice se *reflectă* (R_1) sau se *reflectă* şi se *refractă* pe o traiectorie razantă (R_2) sau urmărind una oblică (R_3) şi (2), datorită fenomenelor de refracţie, undele seismice au o traiectorie curbă şi suferă o reflexie totală, atunci când unghiul de incidenţă devine suficient de mare. Aceasta deoarece în profunzime mediile nu sunt omogene, iar densitatea lor creşte treptat (din surse diverse).

Traiectoriile undelor seismice permit astfel cunoaşterea structurii mediilor traversate şi a structurii interne a Pământului (undele *P* – fig. 95).

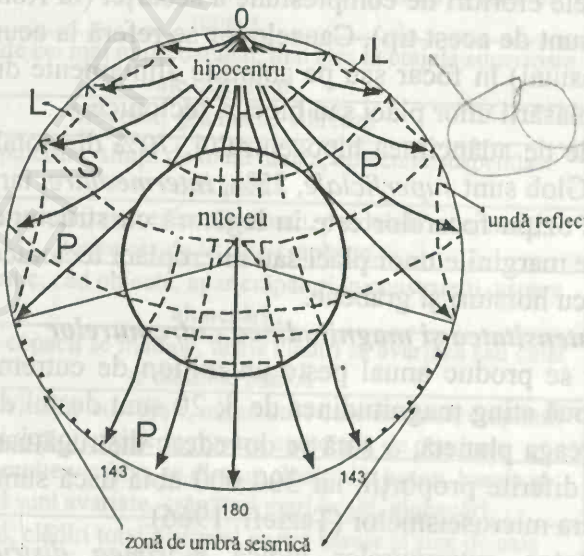


Fig. 95. Propagarea, reflectarea şi refractarea undelor seismice (după Gutenberg, 1951, citat de Airinei, 1972, cu modificări).

Sub acţiunea undelor seismice, particulele materiale realizează trei tipuri de mişcări: *verticale*, *orizontale* şi *rotative*. Mişcările verticale se produc în zona epicentrală, unde razele seismice ating suprafaţa Pământului sub un unghi de 80^0, chiar 90^0. Cele orizontale se resimt pe spaţii mult mai largi, determinând înclinarea clădirilor sau a arborilor. Mişcările rotative sunt specifice undelor lungi şi implică răsucirea obiectelor de pe suprafaţa terestră.

4.5.2. Tipuri de seisme

Majoritatea seismelor care se înregistrează pe Glob (90%) şi 95% din cele care se produc în România sunt de natură **tectonică**, având *hipocentre* profunde sau intermediare şi fiind responsabile pentru şocurile de mare magnitudine. Ele se produc atunci când suma energiilor acumulate progresiv de forţele interne atinge limita rezistenţei rocilor, acestea cedând brusc, iar ruptura declanşând unde elastice ce iradiază în toate direcţiile.

Din cele 10 procente rămase, cea mai mare parte o constituie trepidaţiile ce preced sau urmează erupţiile **vulcanice** (7%), iar 3% însumează cutremurele datorate unor **cauze locale** (cutremure de prăbuşire, de exemplu a tavanului peşterilor din carst).

Cutremurele vulcanice, de natură superficială (cele mai profunde nu depăşesc limita de 60 km adâncime), sunt asociate în general vulcanilor explozivi şi sunt urmarea tensiunilor rezultate din procesele de decompresiune.

Majoritatea seismelor tectonice sunt provocate, în schimb, în mod direct de puternicele eforturi de compresiune a scoarţei (în România cca 70% din cutremure sunt de acest tip). Cauzele lor se referă la acumularea unor mari energii (tensiuni) în focar sau pe anumite aliniamente din sau sub scoarţă, datorită deplasării unor plăci sau blocuri tectonice.

În funcţie de adâncimea hipocentrului, 70% din totalul seismelor înregistrate pe Glob sunt *superficiale*, 25%, *intermediare*, iar 5% sunt de natură *profundă*. Poziţia focarelor este în legătură cu structura geologică, localizându-se pe marginile unor plăci sau microplăci tectonice, pe falii, mai ales în arealele cu horsturi şi grabene.

4.5.3. Intensitatea şi magnitudinea cutremurelor

În lume se produc anual peste un milion de cutremure, din care doar unul sau două ating magnitudinea de 8; 20 sunt destul de violente pentru a zgudui întreaga planetă, o sută se dovedesc distrugătoare, o mie provoacă pagube de diferite proporţii, iar 300 000 abia dacă sunt perceptibile, constituind sfera microseismelor (Tazieff, 1966).

Intensitatea cutremurelor indică *mărimea distrugerilor* provocate societăţii umane şi variază de la un punct la altul după distanţa de la epicentru (proiecţia la suprafaţa scoarţei a hipocentrului), după adâncimea

focarului, structura geologică, natura solului ş.a. Intensitatea poate prezenta mai multe culminaţii pe o anumită suprafaţă. Ea se măsoară de obicei pe o scară cu 12 trepte, numită *Mercalli*.

Magnitudinea sau *mărimea seismului* exprimă *cantitatea totală de energie eliberată de focar*. Se măsoară după scara Richter, cu 9 grade. Gradele cresc în progresie logaritmică, adică din 10 în 10 ori. De exemplu, un seism cu magnitudinea de 8 eliberează de 10 000 de ori mai multă energie faţă de un cutremur cu o magnitudine de 4. Fiecare cutremur are o singură magnitudine, indiferent de locul unde a fost măsurat. Deşi sub aspect teoretic, scara magnitudinilor este o scară deschisă, până în 1979, magnitudinea maximă înregistrată a fost de 8,5, crezută a fi şi maxima posibilă. În prezent această limită superioară a fost lărgită la 9,5, datorită creşterii performanţelor de măsurare.

Tabelul 8. Scara intensităţii şi a magnitudinii cutremurelor

Gradul după efecte – Scara Mercalli		Scara Richter
I	Microseism; înregistrat numai de aparate; imperceptibil omului	1
II	Foarte slab; simţit numai de oamenii sensibili, aflaţi în stare de repaus	2
III	Slab; simţit de cei mai mulţi oameni, mai ales la etajele superioare ale clădirilor	3
IV	Moderat; geamurile vibrează	3,5
V	Destul de puternic; simţit de toată lumea, obiectele suspendate oscilează	4
VI	Puternic; oamenii se trezesc din somn, pendulele se opresc, tencuiala de la case crapă etc.	4,5
VII	Foarte puternic; cad obiecte, apar crăpături în construcţii, uşoare alunecări	5
VIII	Distrugător; copacii se îndoaie, unele clădiri se avariază sau chiar se dărâmă, panică	6
IX	Dezastruos; victime omeneşti, numeroase case distruse, crăpături în sol şi deranjamente în reţeaua subterană de conducte	6,3
X	Nimicitor, multe victime, se distrug clădiri din beton, baraje şi diguri sunt avariate, crăpături mari în sol, alunecări	7,6
XI	Catastrofal; clădiri total distruse, se rup baraje şi şine de cale ferată, apar falii lungi, mari alunecări de teren	peste 8
XII	Catastrofal total, nu rezistă nici o construcţie, devieri ale râurilor, prăbuşiri de versanţi, revărsări de lacuri	8,6

4.5.4. Distribuția geografică a seismelor

Gradul de seismicitate a unei regiuni se poate aprecia conform relației:

$$S = \frac{Fn}{e}$$

în care *S* reprezintă indicele de seismicitate, *F* este suprafața regiunii (în km^2), *n* indică numărul de ani în care s-au făcut observații, iar *e* arată numărul cutremurelor înregistrate în intervalul respectiv de timp. Pe țări, cel mai semnificativ grad de seismicitate îl au Japonia și Grecia.

Cutremurele de mare magnitudine urmează limitele plăcilor tectonice (fig. 35), observându-se existența a două zone înguste și alungite care concentrează 99% din activitatea seismică a planetei: **„cercul circumpacific"**. Această zonă corespunde marilor falii inverse, sub care continentele alunecă deasupra domeniului oceanic, ducând la închiderea Pacificului.

Cea de-a doua zonă corespunde **arcului munților terțiari,** ce leagă, arhipelagul Sonde de Azore, trecând prin Himalaia, Hindukuș, Iran, Caucaz, Turcia, Munții Dinarici, Carpați, Apenini, Alpi și Atlas. Acest relief înalt este consecința compresiunii rezultate din închiderea completă a fostei mări Tethys. În cadrul acestor zone de orogen, seismele locale se datorează frecvent unor decroșări orizontale de blocuri în lungul unor falii verticale.

Celor două regiuni li se mai adaugă traseele imensului *lanț submarin*, secundare din punct de vedere al energiilor desfășurate, dar importante prin semnificația lor tectonică, aici născându-se o nouă scoarță oceanică, ce duce la împingerea, de o parte și de alta, a continentelor.

În funcție de particularitățile morfologice și geologice de la limita plăcilor tectonice, se pot separa patru tipuri de zone seismice:

- **Zona seismică a dorsalelor medii-oceanice**, care se caracterizează printr-o seismicitate superficială, cu magnitudini de până la 6 grade pe scara Richter, însumând aproximativ 10% din totalul cutremurelor. Focarele sunt situate în valea riftului sau în dorsalele care îl mărginesc, fiind caracterizate printr-un vulcanism intens de tip bazaltic, cu un flux termic ridicat.
- **Zona seismică a foselor oceanice** este asociată zonelor de subducție, generând cutremure de mare magnitudine, cu hipocentre situate la adâncimi cuprinse între 20 și 700 km, pe un plan Benioff cu înclinări de 55^0–60^0 (fig. 36).

- **Zona seismică continentală** urmăreşte desfăşurarea lanţurilor orogene tinere şi prezintă o seismicitate de natură superficială (zona mediteraneană şi asiatică ce formează aşa-numita centură alpină)..
- **Zona seismică a cutremurelor superficiale, fără vulcanism** (falia San Andreas şi cea a Anatoliei), unde plăcile se deplasează lateral, fără adaus sau consum de materie. În cazul sistemului faliei San Andreas, situată la limita plăcilor Nord-Americană şi Nord-Pacifică (fig. 96), deplasarea se face cu aproximativ 3–6 cm/an. De exemplu, în urma cutremurului din San Francisco (1906), cu o magnitudine de 8,3, s-a înregistrat un culisaj orizontal mediu de 4 m (cu un maxim de 7 m), pe o lungime de peste 450 km, o adâncime de 20 km şi o lăţime de 53 km, între compartimentul continental, ce a alunecat spre sud, şi cel maritim, care s-a deplasat complet spre nord (Tazieff, 1966).

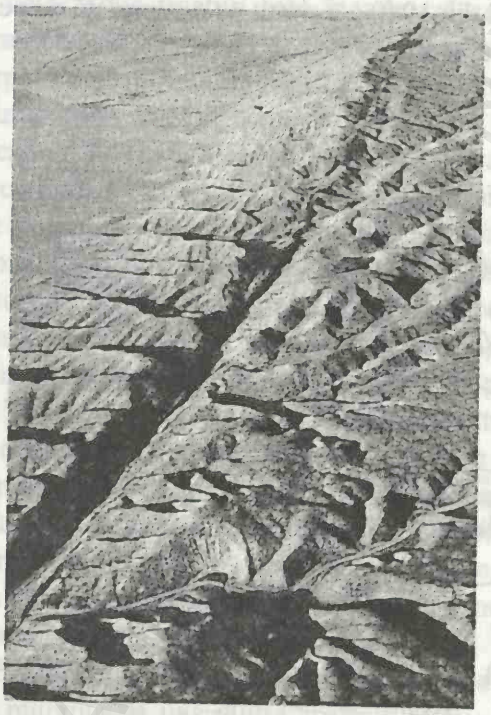


Fig. 96. Falia San Andreas şi harta geologică generalizată a Californiei de sud (după Busch, ed., 1993, foto Gohier).

- **Zonele relativ stabile ale vechilor scuturi continentale**: Scandinavia, Groenlanda, estul Canadei, nord-vestul Siberiei, Platforma Est-Europeană, Arabia, mare parte a Australiei, Indochina, partea central-estică a Americii de Sud etc.

4.5.5. Seismicitatea în România

Seismicitatea în România se încadrează celei a lanțului muntos alpin, iar pe plan local, liniilor de grabene și horsturi sau diferitelor falii încă active.

România este o țară seismică, anual producându-se cca 500 de cutremure, dintre care, în ultimele două secole, 50 au avut magnitudinea de peste 5 grade pe scara Richter.

Teritoriul României este afectat în proporție de peste 50% de seisme puternice sau moderate. În raport cu Japonia însă, cantitatea de energie seismică eliberată anual este de 400 de ori mai mică.

Studiul seismicității (Atanasiu, 1961 ș.a.) a dus la conturarea mai multor **regiuni epicentrale**: vrânceană, făgărășeană, bănățeană etc. (fig. 97). Dintre acestea, cutremurele vrâncene sunt singurele de tip intermediar (cu adâncimi situate sub 170 km). Ele eliberează periodic cea mai mare cantitate de energie, provoacă cele mai mari distrugeri și se resimt pe areale ce se extind până la Moscova și Marea Egee (cutremurul din 1940 s-a simțit pe o suprafață de peste 2 milioane km^2, iar la Moscova a avut gradul V pe scara intensităților).

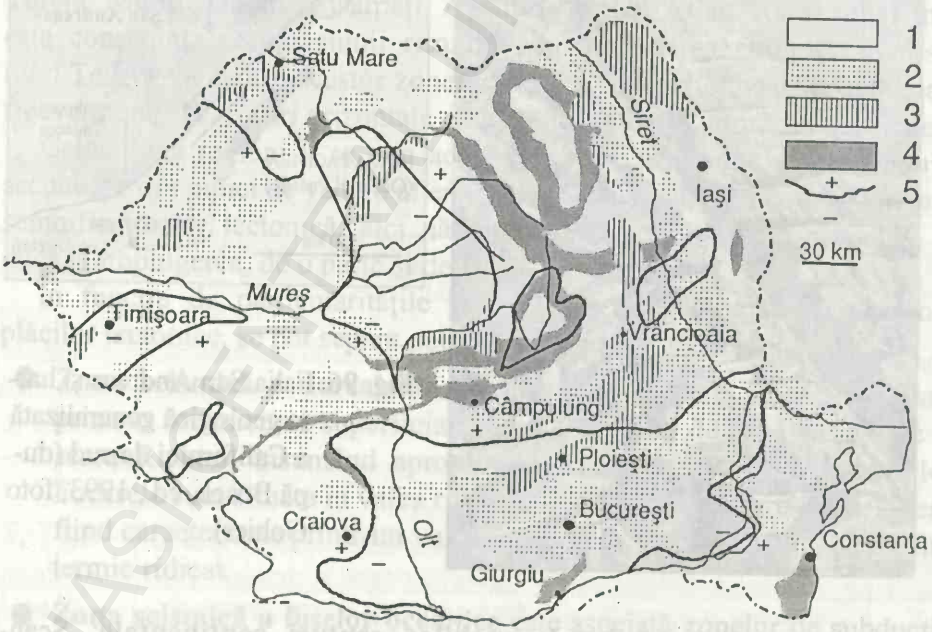


Fig. 97. Zonele de risc seismic de pe teritoriul României (după Bălan, Cristescu, Cornea, 1982, actualizat).

1. Regiuni lipsite de risc seismic; 2. Regiuni cu risc seismic redus; 3. Regiuni cu risc seismic ridicat (local și general); 4. Mișcări neotectonice; 5. Limită de mișcări cu sensuri contrare.

Cutremurele vrâncene (intermediare) își acumulează energia, conform teoriilor mai vechi, ale anilor '60–'80, pe planele de întâlnire ale microplăcilor Mării Negre, transilvană și placa est-europeană. Dintre acestea, microplaca Mării Negre avansează spre NV (împinsă fiind de cea arabă) și se subduce sub Curbura Carpaților pe un plan general (complex), înclinat la partea superioară cu cca 60^0, iar la cea inferioară cu 80^0.

O ipoteză recentă (Săndulescu, 1994), pleacă de la ideea sudării vechilor microplăci la nivelul macroplăcii euro-asiatice (proces încheiat în paleogen), o dată cu subducția ultimelor porțiuni ale Mării Tethys. Vorlandul carpatic (platforma Europei orientale, platforma moesică și cea scitică) și arcul carpatic se găsesc în prezent localizate pe o singură placă, puternic fracturată.

În sectorul vrâncean se întâlnesc deformări recente, de la începutul cuaternarului, din ultima fază a orogenezei carpatice. Mișcările de translație ale celor două fracturi care încadrează zona (Peceneaga – Camena și falia intramoesică), împing un „panou litosferic" dinspre Marea Neagră spre Carpați. Acesta întâmpină în spatele munților rezistența zonei cristaline de sutură, fiind nevoit prin compresiune să-și deformeze partea frontală, începând cu pleistocenul inferior (ridicarea munților, revărsarea cutelor subcarpatice, cutarea fundamentului câmpiilor Târgoviște și Ploiești). În spatele frontului muntos, procesul de decompresie determină subsidența activă a Depresiunii Brașov (înregistrând cu 4 mm/an, cea mai mare rată din țară). În sectorul Vrancea ne-am afla, deci, la începutul unui proces de consum de scoarță continent sub continent și nu în etapa lui finală.

În urma acestor deplasări ale scoarței, pe aliniamentul sistemului de falii din Vrancea se acumulează continuu o rată de energie de $3,5 \cdot 10^{21}$ erg./an. Hipocentrele vrâncene sunt difuze și se localizează între 70 și 180 km adâncime (dar se grupează obișnuit la cca 130–150 km). Ele se aliniază pe o curbă de cca 60 km, marcând, oarecum, linia pericarpatică de la Curbură (între Vrancea și Cislău). Aria epicentrelor intermediare se distribuie pe un areal foarte restrâns, de 2 000 km^2, având și o coroană extracarpatică, cu seisme normale, de cca 7 000 km^2.

Energia degajată se canalizează elipsoidal, spre NE și SV, de fiecare dată mai puternic pe una dintre aceste direcții. Interiorul arcului carpatic resimte mai slab zguduirea scoarței. Unele dintre aceste cutremure au caracter multișoc. În ultimii 1000 de ani au avut loc aici 17 seisme cu magnitudine de 7 grade sau peste, deci cu o medie de declanșare de 58 de ani. Sub aspect statistic, cutremurele vrâncene cu magnitudini de peste 6 grade revin la o medie de 10 ani; cele cu M = 7 la cca 33 de ani, iar cele cu M = 7,5 la cca 80

de ani o dată. Seismologii apreciază că, spre sfârşitul mileniului, poate avea loc un nou cutremur cu intensitatea celui din 1977.

Cel mai puternic dintre cutremurele vrâncene pare să fi fost seismul din 1802 (14/25 octombrie), cu o magnitudine probabilă de 7,7 grade pe scara Richter. Următoarele cutremure mari s-au produs în 1829 (6,4), 1838 (6,9), 1894 (5), 1940 (10 noiembrie, cu 7,4) şi la 4 martie 1977 (7,2). Pentru intensitatea locală a cutremurelor, sunt importante şi liniile de culminaţie sau de sensibilitate seismică. În lungul lor, intensitatea este mai mare şi reflectă aliniamentele structurale ale fundamentului.

Cutremurul din 1977 a prezentat câteva particularităţi, în special în comparaţie cu cel din 1940. El a avut caracter multişoc, conturându-se cel puţin 4 şocuri, aliniate pe 60 km distanţă, fiecare cu hipocentrul său, adânc de 97–105 km. Şocurile respective s-au declanşat la intervale de câteva secunde, dintre care cel de-al treilea a fost cel mai puternic şi a direcţionat distrugerile cele mai mari pe o fâşie ce a trecut din Vrancea pe la Cislău – Vălenii de Munte – Bucureşti – Zimnicea (cel din 1940 s-a canalizat mai ales spre NE). Totodată, deşi a eliberat numai jumătate din cantitatea de energie a celui din 1940, cutremurul din 1977 a avut efecte mai puternice pe anumite aliniamente din cauza caracterului său multişoc. Ca interval de timp, s-a declanşat mai repede faţă de media de 58 de ani, şi anume la numai 37 de ani de la seismul precedent (cel din 1940 s-a produs la 46 de ani distanţă faţă de cel din 1894). Hipocentrul cutremurului din 1977 s-a situat, totodată, mai sus cu 40 km.

4.5.5.1. Fenomene asociate cutremurului din 4 martie 1977

În afara unui număr impresionant de clădiri dărâmate sau grav avariate şi a peste 1 000 de morţi, cutremurul din 1977 a determinat şi producerea multor fenomene, în special la exteriorul Carpaţilor. Astfel, au apărut fracturi şi fisuri în rocile dure, dar şi în loessurile şi solurile din Câmpia Română, mai ales în lunci.

Regimul apelor subterane s-a manifestat prin coborârea sau ridicarea nivelului hidrostatic (până la 1 m şi a persistat de la 1 la 30 de zile), prin tulburarea apelor, apariţia sau dispariţia de izvoare, ţâşniri de apă (cu înălţimi de 0,5–5 m) în lungul luncilor sau al teraselor inferioare din Câmpia Română; uneori a refulat la suprafaţă material mâlos formând mici cratere sau valuri. Au apărut noi izvoare la Băile Olăneşti şi Călimăneşti, altele şi-au mărit debitul (Sinaia, Slănic, Techirghiol etc.).

În arealul Berca s-au reactivat anumiţi vulcani noroioşi, alţii au diminuat ca intensitate, în unele locuri au apărut gaze, la Buziaş şi Covasna s-a intensificat activitatea mofetică.

Alunecările de teren sunt fenomene ce însoțesc frecvent cutremurele mari, vibrațiile reducând mult perioada lor de declanșare. În martie 1977, deși a fost un an secetos, s-au reactivat sau au apărut noi alunecări în Subcarpații de la Curbură: Zăbala, Buda, Brăiești, Slon, Chiojd. Unele alunecări au barat râuri ca Zăbala, apărând un lac de 2 km lungime și aproape 40 m adâncime (barajul a fost apoi erodat de râu). În unele locuri alunecările s-au produs prin lichefierea intercalațiilor de nisip din patul de alunecare. Lichefierea unor lentile de nisip s-a produs în multe locuri la adâncimi mici, în depozite recente, materializate prin cratere ovoidale (până la 1 m înălțime și 3/4 m lățime) apărute în Lunca Dunării (între Ostroveni și Giurgiu) sau în zonele Craiova, București, Budești, Făurei, Iași etc. În unele cazuri, lichefierile au afectat fântâni, colmatându-le sau chiar ejectând apă cu nisip la 2–3 m înălțime. Alte depozite necoezive, cum este loessul, au suferit tasări de câțiva centimetri, dar nesemnificative pentru construcții, ca la Slobozia, Craiova, Zimnicea (unele cauzate, se pare, de ridicarea nivelului hidrostatic). Pe versanții abrupți, alcătuiți din roci dure, tot în Subcarpați, s-au produs prăbușiri și căderi de stânci sau deplasări ale unor grohotișuri.

Fenomene luminoase asociate cutremurului au fost observate între Piatra-Neamț și Corabia. Este vorba de flăcări (Oituz – jud. Bacău, Țăndărei, Scăieni – jud. Prahova, Stoicănești – jud. Olt etc.), o lumină puternică ce se deplasa dintr-un punct în altul (Slobozia), scântei similare fulgerelor (Prăjești – jud. Bacău), dungi luminoase (Mănăstirea Cașin – jud. Bacău, Urlați – jud. Prahova). Ele aveau culori de la roșu la violet, albăstrui, galben, verzui și au apărut înainte, în timpul, sau chiar după cutremur. Aceste fenomene pot fi explicate prin ionizarea puternică a atmosferei inferioare, datorită vibrației acesteia pricinuite de cutremur. Există și posibilitatea ca în atmosferă să se producă descărcări de energie electrică generată de frecarea particulelor de rocă de la suprafața terestră, datorită vibrațiilor. Ionizarea poate fi determinată și prin emanarea unor concentrații de radon și izotopi ai acestuia prin fisuri ale scoarței.

Fenomenele acustice însoțesc și ele cutremurele prin zgomote subterane, uneori asurzitoare, cauzate de fracturarea, dislocarea și deformarea rocilor, sau prin zgomote produse de stresul exercitat asupra clădirilor, pomilor, deplasarea diferitelor obiecte etc.

Comportamentul ciudat al unor animale înainte sau în timpul seismului a fost observat și în primăvara lui 1977. Cele mai semnificative manifestări prevestitoare au fost sesizate nu în zona epicentrală, ci la distanțe de peste 100–150 km, începând cu 48 de ore înainte, dar mai ales cu 1–3 ore înainte de cutremur. Cei mai activi au fost șobolanii și șoarecii, apoi peștii din

acvarii, vrăbiile, păsările din colivii. Şobolanii au fugit din mine (Baia de Arieş), au ieşit din galerii, apărând în parcuri (Timişoara), şoarecii au părăsit ascunzătorile sau casele (Smeeni – jud. Buzău), peştii din acvarii s-au agitat (Negreşti-Oaş, Sita Buzăului, Medgidia) sau au sărit din apă cu 15 ore înainte de seism (Slatina), vrăbiile au zburat foarte jos şi au fost foarte agitate (Bucureşti, Dărmăneşti), păsările de curte au ieşit din coteţ în ploaie înainte cu 2 ore de începerea cutremurului (Camăr – jud. Sălaj), porumbeii au refuzat să intre în cuşti cu 3 zile înainte (Râmnicu Sărat), şerpii au ieşit din pământ (Dichiseni – jud. Ialomiţa), albinele au ieşit noaptea din stup (Cilieni – jud. Olt, Corbeanca – jud. Ilfov), pisicile şi câinii au refuzat mâncarea (Bucureşti), furnicile au invadat un bloc (Piteşti).

În aceste cazuri este vorba de organe de simţ hipersensibile, în special acustice, pe care le au unele animale, percepând astfel manifestările preseismice venite din scoarţă (acustice, modificările câmpului magnetic, creşterea radioactivităţii etc.). Pe plan mondial se cresc astfel de animale special pentru studiu. De exemplu, în insula Martinica, marea erupţie din 1902 a lui Mont Pelée a fost prevestită prin plecarea păsărilor de pe toată insula cu 3 săptămâni înaintea evenimentelor, urmate ulterior de şerpii care au coborât în grupuri spre ţărm.

4.5.5.2. Cutremurele normale

Cutremurele normale din România au hipocentre la adâncimi cuprinse între 5 şi 30 km; excepţie a făcut numai cutremurul din 1960, de la Pogoanele, care a avut focarul la 100 km adâncime. Există mai multe areale epicentrale, care ţin de tectonica orogenului carpatic şi de faliile de platformă încă nesudate (fig. 97).

a. În **Subcarpaţii de la Curbură** au fost înregistrate epicentre locale la Tazlău, Târgu Ocna, Soveja, Nereju, Mânzăleşti, Chiojdeni, Chiojdu Mare şi Nehoiu (o singură dată), toate având magnitudine redusă.

b. În partea de **est a Câmpiei Române** epicentrele locale se situează pe fracturi hercinice reactivate, care se prelungesc din Dobrogea către Curbura Carpaţilor, sau pe intersecţia acestora cu fracturi alpine. De remarcat este falia Tinosu – Fierbinţi Târg – Călăraşi, mai ales prin postşocurile seismice de după 4 martie 1977 (falie ce merge până la baza litosferei). Cutremurele din această parte a Câmpiei Române sunt foarte numeroase, dar nu ating magnitudini mari, deoarece tensiunile se descarcă periodic sub impulsul celor vrâncene.

c. Partea de **nord-est a Câmpiei Române** şi **sudul Podişului Bârladului** (la sud de Vaslui) au cea mai ridicată seismicitate, atât

prin mulțimea focarelor locale (în triunghiul Focșani – Galați – Avrămești), cât și prin efectul puternic al cutremurelor vrâncene.

d. În **Platforma Moldovenească** se cunoaște o singură linie seismică, Dorohoi – Botoșani – Hârlău, pe o falie cu efecte reduse.

e. Cutremurele din **Munții Făgăraș și Țara Loviștei** (făgărășene) se plasează pe mai multe aliniamente și afectează o arie limitată între aliniamentul Bran – Rucăr – Câmpulung în est și Olt în vest. Ele apar adesea în serie, se resimt mult spre nord, sud și vest, dar nu afectează zona de la est de Rucăr (Carpații Curburii), după cum nici Munții Făgăraș nu sunt afectați prea mult de cutremurele vrâncene. Pare a fi vorba de un masiv aparte, cu falii hercinice moștenite și cu o slabă regenerare alpină. Cutremurele sunt date de reașezarea micilor blocuri crustale ce-l compun și, o dată într-un secol, seismele pot atinge magnitudini de 5–6,5.

f. În **Depresiunea Brașov** există o seismicitate locală foarte redusă. Se resimt însă des cutremurele vrâncene, cele făgărășene și transilvănene, chiar unele cu epicentre la sud de Dunăre. Ele au culminații pe anumite linii ale fundamentului; se remarcă mai ales linia seismică Bran – Brașov – Bod – Sfântu Gheorghe – Turia – Estelnic, ca și linia Apața – Baraolt, continuată cu cea de la Dumbrăvița – Codlea – Cristian (ambele în estul Munților Perșani).

g. **Depresiunea Transilvaniei** este zguduită de cutremurele vrâncene și făgărășene, dar pare a avea și un focar local situat între Târnave, la cca 10 km adâncime. Manifestările sale dau culminații pe linii ca: Târgu Mureș – Reghin – Teaca – Bistrița, Turda – Cluj-Napoca – Huedin – Șimleu Silvaniei ș.a. A mai fost semnalată o fâșie, Sibiu – Agnita – Meșendorf, suprapusă unor linii tectonice, linie de la care se reduce puternic intensitatea cutremurelor transilvănene, dar și a celor făgărășene.

h. **Oltenia** este puternic afectată de cutremurele vrâncene și de cele din Iugoslavia (focarul pe valea Moravei). Focarele sale locale nu dau cutremure cu intensități mari și se localizează la Târgu Jiu și pe un aliniament ce duce la Drobeta-Turnu Severin, altul la Tismana și un al treilea pe linia Baia de Aramă – Balta – Vârciorova.

i. **Banatul** are multe focare seismice, grupate în două regiuni: câmpia și partea sa de SE. În câmpie se cunosc numeroase hipocentre, cel mai activ fiind Timișoara. Focare însemnate se grupează pe o linie Arad – confluența Tisei (pe la Vinga și la vest de Timișoara), iar celelalte pe linii locale orientate est – vest, perpendicular pe prima. Cutremurele pot atinge și magnitudini de 5–5, 5 grade (zona Banloc, la 20 km

adâncime, la 12 şi 18 iulie 1991, urmate de altele mai mici, sau la Voiteg în decembrie 1991), dar afectează teritorii puţin întinse. Poziţia focarelor este legată de întretăierea unor falii de la marginea Depresiunii Panonice, cu cele ale unor grabene sau horsturi carpatice. A doua regiune ţine de munte şi are epicentrele plasate pe trei linii: Teregova (Culoarul Timiş–Cerna), Dognecea – Oraviţa – Moldova Nouă şi o a treia (cutremure danubiene), Vârşeţ – Baziaş – Moldova Nouă – Calafat, tăind transversal cutele carpatice. Cutremurele de la Moldova Nouă sunt dese, efectele se transmit alungit NV–SE şi, ca mecanism, seamănă cu cele făgărăşene şi pontice, adică sunt *polikinetice*, seismul principal fiind urmat de altele timp de mai multe luni (de exemplu, după cutremurul din 1879 s-au produs peste 80 de seisme, timp de 6 luni). În această categorie intră, se pare, şi cutremurul de la Banloc.

j. La **nord de Mureş**, epicentre apar numai la Oradea (tot pe intersecţii de falii), iar altele, mai slabe, la Carei. Între Arad şi Oradea lipsesc seismele din cauza „prelungirii" Apusenilor, în general neseismici, deoarece nu au fracturi alpine importante.

k. În **Maramureş**, epicentre sunt la Sighetu Marmaţiei, pe linia de contact dintre vulcanic şi cristalinul scufundat (în depresiune) – de exemplu cutremurul din 1978, sau pe linia Baia Mare, cu focare la cca 10 km, pe fractura cu mineralizări Baia Sprie – Cavnic.

l. **Dobrogea** este afectată, în afara cutremurelor vrâncene, de cutremure pontice (focare pe linia Constanţa – Mangalia – Balcic), kimmerice (pe linia Topolog – Cogealac – capul Midia) şi prebalcanice. Cele pontice dau seisme distrugătoare numai o dată la cca 600 de ani (ultimul a fost în 1901). În rest seismele sunt slabe, au o zguduire principală, urmată de o serie de postşocuri ce se pot întinde pe o durată de 3–4 ani (cele făgărăşene durează numai 2–3 luni); ca areal de propagare nu depăşesc Carpaţii şi nici latitudinea oraşului Vaslui. Cele kimmerice au intensitate mică şi dau culminaţii pe faliile dobrogene orientate E–V şi pe cutele kimmerice (NV–SE). Cutremurele prebalcanice au focare difuze, pe linia Turtucaia – Varna, sunt reduse şi nu sunt urmate de serii lungi de seisme, ca cele pontice; nu se resimt în Carpaţi, cu excepţia Depresiunii Bârsei. Aceste cutremure, ca şi cele pontice. par stimulate de tensiuni rezultate din ridicarea neotectonică a Dobrogei faţă de lăsările Depresiunii Varna şi ale bazinului euxinic.

m. La **sud de Dunăre** există şi alte focare care afectează sudul ţării: Târnovo (Bulgaria), de exemplu în 1913, regiunea Macedoniei (exemplul din 1904), din Marea Marmara (1912), din Salonic (1902).

4.5.6. Riscul seismic

Importanţa acestor fenomene pentru societatea umană constă în distrugerile şi pierderile de vieţi omeneşti provocate de cutremurele puternice.

Saarinen (1970) acordă cutremurelor locul trei între riscurile naturale după inundaţii şi uragane, bazându-se pe totalul celor decedaţi în perioada 1947–1967, când, în urma unor seisme, au murit 56 100 de persoane, reprezentând 12,7% din totalul victimelor din pricina hazardurilor naturale. În perioada 1920 şi până la sfârşitul anilor '40, numărul total al victimelor s-a ridicat la 887 000, cu o medie anuală cuprinsă între 20 000 şi 30 000 de morţi (Tazieff, 1966). În intervalul 1970–1980, seismele au provocat peste 450 000 de morţi şi pagube materiale de peste 19 mld. USD.

Tendinţa de urbanizare în zone cu un mare potenţial seismic atrage atenţia asupra creşterii volumului de distrugeri probabile şi a numărului de victime umane în viitor, din cauza lipsei unor adaptări corespunzătoare la acest hazard natural. De exemplu, o mare parte a oraşului Tokyo, mai ales zona industrială, este construită pe insule antropice şi ramblee în Golful Tokyo, la numai câţiva metri deasupra apei.

Riscul seismic este foarte complex prin efectele sale directe sau indirecte, imediate sau de durată. Efectul direct se referă la mişcări ale scoarţei datorate undelor seismice sau unei deplasări în lungul faliilor. Printre efectele indirecte se numără: subsidenţe, alunecări de teren, avalanşe, tsunami, incendii etc. Dintre efectele imediate principale ale cutremurelor amintim: distrugerile de case, avarierea şoselelor, a porturilor, apariţia de fenomene luminoase, de zgomote subterane, fenomene magnetice, apariţia sau reactivarea unor falii, alunecări, avalanşe (de pietre, zăpadă). Pentru depăşirea acestor momente este nevoie, alături de adaptări de natură tehnologică şi arhitectonică, de o anume educaţie ştiinţifică şi de cunoaşterea unor reguli de bază pentru un comportament adecvat[26].

---

[26] *Unele reguli de comportament în timpul cutremurelor*: nu intraţi în panică, încercaţi să-i calmaţi pe ceilalţi, protejaţi copiii etc.; dacă sunteţi în clădire nu fugiţi pe uşă, nici pe scări, nici cu liftul, dar deschideţi uşa să nu se blocheze; închideţi sursele de foc, adăpostiţi-vă sub un toc de uşă, o grindă, o masă rezistentă, staţi departe de ferestre, care se pot sparge, de mobilele suprapuse; deplasaţi-vă numai după încetarea seismului, cu calm (încălţaţi-vă pentru a nu vă tăia în cioburi) şi nu luaţi cu dumneavoastră lucruri inutile. Dacă vă aflaţi în afara clădirilor, depărtaţi-vă de acestea (pericolul căderii de cărămizi, coşuri

Substratul geologic este factorul principal în determinarea riscului seismic, intensitatea de manifestare a undelor seismice depinzând de natura rocilor şi de structura tectonică. În rocile masive, magmatice sau puternic metamorfozate, undele seismice nu se resimt foarte puternic, aceste roci deformându-se mai puţin sub acţiunea lor. Studiile au demonstrat, în schimb, precaritatea clădirilor înălţate pe aluviuni recente, depozite mobile precum nisipuri sau ramblee, unde efectul vibraţiilor se amplifică datorită rezonanţei. Energia eliberată de seism, călătorind sub formă de unde elastice ce străbat roca dură zguduind-o, se acumulează în terenurile mobile, unde absorbţia de energie provoacă o creştere continuă a amplitudinii vibraţiilor.

Dacă se consideră riscul seismic în roci cristaline ca fiind egal cu 1, atunci, în ramblee, el este de 11,5, iar pe terenuri mlăştinoase de 12 (Lupei, 1979). În cazul clădirilor situate la limita dintre rocile dure şi cele moi, situaţia este cu mult mai critică. În situaţia unor construcţii înconjurate de ape, distrugerile în urma cutremurelor sunt mai reduse, deoarece undele seismice scad ca intensitate atunci când trec dintr-un mediu în altul. De asemenea, s-a constatat că undele seismice se propagă mai intens paralel cu stratificaţia şi în lungul accidentelor tectonice, în lungul faliilor. Construcţiile ridicate direct pe fracturi sunt cele mai periclitate de mişcările în lungul faliei.

Pentru regiunile seismice se recomandă construirea în mediul urban a unor clădiri din beton armat cu fundaţii puternice şi bine ancorate în subsol, având centrul de greutate apropiat de baza de susţinere, iar în mediul rural clădiri uşoare, mai ales din lemn. Construcţiile din regiunile seismice este bine să nu aibă, în general, multe etaje, iar forma lor să fie ovală, circulară sau cu muchiile rotunjite, lipsite fiind de ornamente exterioare grele, cornişe sau streşini grele şi înclinate. În cazul unui seism, cărămizile de pe acoperişuri constituie un risc mare, ele începând să cadă de la gradul VI de intensitate. Proiectarea unei clădiri trebuie să fie astfel concepută încât diferitele părţi ale construcţiei să fie strâns legate unele de altele, evitându-se supraîncărcarea şi reducându-se centrul de greutate al ansamblului. Trebuie evitate, pe cât posibil, spaţiile libere, susţinute prin suporţi verticali izolaţi şi depărtaţi.

Tipul de construcţie joacă un rol important în complexitatea pagubelor rezultate. Un exemplu este cutremurul din 1967, din valea Mudurnu, Turcia, cu 86 de victime şi 5 000 de case distruse (U.N.E.S.C.O., 1967).

---

etc.) şi căutaţi un loc deschis. După seism nu alergaţi pe străzi, răspundeţi apelurilor de ajutor, dar nu blocaţi zonele calamitate, nu daţi crezare zvonurilor, informaţi-vă numai prin intermediul radioului, al televiziunii, al presei serioase; este bine să consultaţi un specialist asupra locuinţei dumneavoastră, a locurilor unde vă puteţi refugia rapid în caz de seism.

Diferențele de coerență și plasticitate în materialele de construcție folosite au devenit vizibile pe baza exemplului caselor din cărămidă, cu o omogenitate relativă. Aceste clădiri au fost distruse în totalitate, în timp ce locuințele din lemn au suferit doar pagube minore.

Rezistența construcțiilor în regiunile seismice se calculează în funcție de accelerația maximă pe care o pot imprima cutremurele. Aceasta se deduce din formula:

$$A = \frac{4\pi^2 a}{t^2}$$

în care *a* reprezintă multitudinea oscilațiilor și *t*, perioada lor.

Accelerația crește o dată cu mărirea amplitudinii și cu micșorarea perioadei. Cu ajutorul accelerației *A* se poate calcula coeficientul de seismicitate *K*:

$$K = \frac{A}{g}$$

unde g reprezintă accelerația gravitației.

Forța de inerție suplimentară *S*, la care trebuie verificată construcția și care se aplică orizontal în centrul ei de greutate, se află înmulțind coeficientul de seismicitate cu greutatea construcției și a încărcărilor ei (oameni, zăpadă etc.).

În zona de țărm, cel mai mare pericol îl constituie imensele valuri **tsunami** (*tsu* = port și *nami* = val, în japoneză). Echivalentul lor în Europa poartă denumirea de **maremoto**. Valurile au lungimi mari, înălțimi de 1–2 m pe suprafața deschisă a mării și pot genera acumulări ale masei de apă sub forma unui zid cu înălțimi ce depășesc 20 m, atunci când ating un sector de țărm de tip estuar sau golf. A fost situația valurilor catastrofale cu înălțimi de 24 m ce au măturat coasta Sanriku, la nord de Tokyo, în 1896 (Tazieff, 1966).

Formarea valurilor de tip tsunami se explică prin coborârea bruscă, pe un anumit areal, a nivelului oceanic (fig. 98). Acest fapt are loc în urma unei alunecări submarine, datorată sau nu unui incident seismic. Apa din regiunea limitrofă se scurge spre acel spațiu pentru a nivela diferența produsă, provocând, în zona țărmurilor, un reflux ce depășește cu mult amplitudinile obișnuite. Ca urmare, valuri cinematice largi se formează deasupra punctului de lăsare de la suprafața apei. Ele se propagă în mod circular, spre exterior (Kvale, 1955, citat de Mândrescu, 1991).

Cele mai frecvente tsunami apar în sud-vestul Oceanului Pacific, fiind provocate, în mod direct sau indirect, de puternica seismicitate submarină din Noile Hebride, Noua Zeelandă, insulele Tonga, Solomon, Noua Guinee. Aceste valuri afectează însă, cu precădere, litoralul Japoniei.

Țărmurile insulelor nipone au fost devastate de tsunami catastrofale de 21 de ori în perioada 1596–1953 (Tazieff, 1966). În regiunea câmpiilor Tsugaru și Sendai, pe baza analizei depozitelor nisipoase, din 1710 și până în 1991, au fost deosebite 13 tsunami, ce au ajuns până la o depărtare de 3 km de linia de țărm (Minoura, Nakaya, 1991).

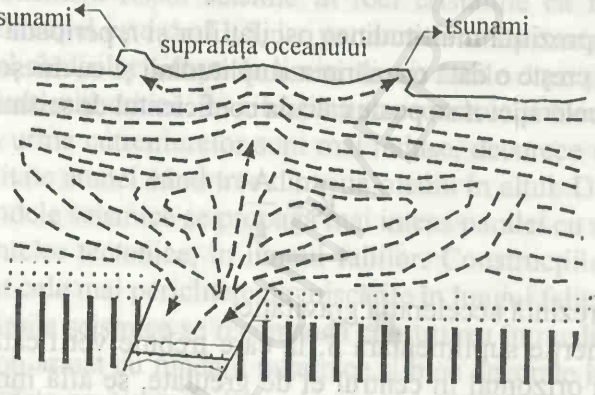


Fig. 98. Formarea valurilor tsunami sub acțiunea unui cutremur submarin (după diverse surse).

Pentru prevederea producerii lor în Oceanul Pacific există *Sistemul de Alarmă pentru Valuri Seismice* (S.S.W.W.S.), care cuprinde observatoare seismice la Berkeley, Tokyo etc., cât și stații de control și monitorizare pe coastele Pacificului. Sistemul a fost creat după catastrofa ce a avut loc în arhipelagul Aleutinelor la 1 aprilie 1946, când un tsunami s-a propagat până pe coasta Perú-ului, înecând peste 170 de persoane și cauzând pagube în valoare de 15 mld. USD (Tazieff, 1966).

Din 1960 numeroase țări s-au alăturat acestui sistem de alertă, care din 1965 poartă denumirea de *Sistemul Internațional de Avertizare Tsunami*, cu sediul în Honolulu. În prezent, sistemul numără peste 69 de stații seismice, 65 de puncte de monitorizare privind mareele și 101 de centre de răspândire a datelor în întreaga arie circumpacifică.

5. Medii naturale pe Glob

Mediile naturale pe Glob depind în principal de *condiţiile climatice* şi de *relief* (fig. 99). Condiţiile climatice sunt cel mai bine evidenţiate prin caracteristicile învelişului vegetal (sau prin lipsa acestuia). Sursa fiecărui tip de climat o constituie cantitatea de radiaţie solară ajunsă la sol, ce se reflectă, în primul rând, sub aspect termic. Forma sferică a Pământului determină dispunerea în benzi paralele a zonelor şi tipurilor de climă, de la Ecuator spre poli. Această **zonalitate** climatică este deranjată meridional de alternanţa oceanelor şi a continentelor, iar altitudinal de înălţimile reliefului ce impun o anumită **etajare** a elementelor de climă.

Contrastul zonal apare din cauza diferenţierilor sezoniere, din ce în ce mai evidente cu cât ne depărtăm de **zona intertropicală**. În cadrul zonei intertropicale, lipsită de o sezonalitate termică, *distribuţia precipitaţiilor* constituie factorul discriminant esenţial. În **zonele extratropicale**, *factorul termic* joacă rolul hotărâtor. Zona subtropicală (30^0–42^0N şi 28^0–42^0S) reprezintă o situaţie intermediară, unde oscilaţiile termice şi cele pluviale sunt echilibrate sub aspectul importanţei.

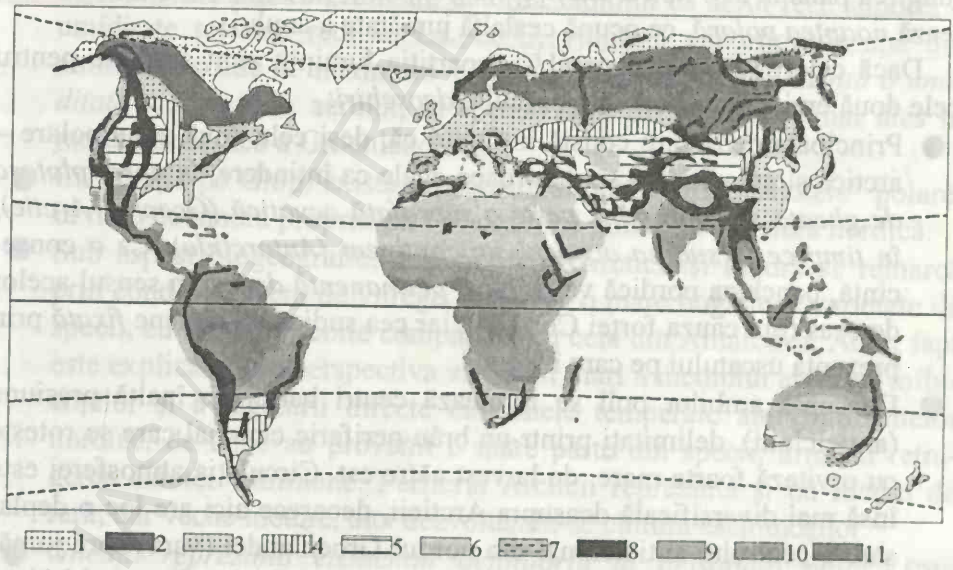


Fig. 99. Mediile naturale pe Glob.
1. Medii reci; 2. Taiga; 3. Păduri de amestec şi foioase; 4. Stepă umedă (preria); 5. Stepă aridă; 6. Medii de deşert; 7. Medii mediteraneene; 8. Medii de munte; 9. Medii de savană; 10. Păduri tropicale şi savane; 11. Medii ecuatoriale.

MEDII EXTRATROPICALE[33]

5.1. Mediile reci

5.1.1. Caractere generale şi deosebiri

Există câte două perechi de zone reci situate la extremităţile polare ale Terrei: perechea calotelor arctice şi a periglaciarului adiacent (dominat de tundră) şi perechea calotei antarctice şi a periglaciarului său (în fapt, mediul oceanic periantarctic). Aceste medii sunt *extreme* nu numai ca poziţie pe Glob, dar şi ca mediu de viaţă, inclusiv pentru om, fiind de obicei nelocuite (excepţii în acest sens sunt, într-o anumită măsură, tundra şi fâşia litorală polară).

Două sunt cauzele ce reduc favorabilitatea acestor tipuri de mediu: *gerul* şi modul de *repartizare, diurnă şi anuală, a luminii solare*. Gerul rezultă atât din cantitatea redusă a radiaţiei solare (razele Soarelui cad oblic şi aproape paralel cu suprafeţele polare), cât şi din influenţa calotei şi a zăpezii, care întreţin deasupra lor un strat de aer foarte rece şi dens. Prin albedoul său, zăpada respinge cea mai mare parte a radiaţiei solare. Fluxul de lumină, prin poziţia Soarelui aproape de linia orizontului, determină prelungirea până la *5–6 luni a zilei*. Când Soarele rămâne sub orizont se instalează *noaptea polară*, ce ocupă cealaltă jumătate a anului.

Dacă cele două cauze, gerul şi repartiţia luminii, sunt similare pentru cele două emisfere, există însă şi multe *deosebiri*:

- Principala deosebire constă în faptul că, deşi cele două zone polare – arctică şi antarctică – sunt aproape egale ca întindere, *în nord, platoşa de gheaţă se suprapune peste o suprafaţă acvatică (Oceanul Arctic), în timp ce în sud ea acoperă un continent (Antarctida)*. Ca o consecinţă, banchiza nordică va fi într-o *permanentă derivă* în sensul acelor de ceas (din cauza forţei Coriolis), iar cea sudică va rămâne *fixată* prin prezenţa uscatului pe care îl ocupă.
- Deasupra ambilor poli se formează centri barici de înaltă presiune (anticicloni), delimitaţi printr-un brâu periferic ciclonal care se roteşte cu o viteză foarte mare, de la vest către est. Circulaţia atmosferei este însă mai diversificată deasupra Arcticii, deoarece aici are loc o deplasare a centrului anticiclonal din nordul Groenlandei (vara) spre jumătatea distanţei dintre Polul Nord şi Strâmtoarea Bering (iarna). Motivul

[33] Nu vor fi tratate mediile restrânse ca suprafaţă (cele lagunare, deltaice, de albie şi luncă etc.) şi nici mediul oceanic.

acestei migrări trebuie văzut în faptul că Arctica suportă din plin (mai ales vara) influența suprafețelor de uscat ce o înconjoară și care, în anotimpul cald, sunt eliberate de ghețuri. Antarctica, în schimb, nu resimte influența continentelor lipsite de gheață, care sunt situate la o depărtare de peste 3 000 km (excepție face doar fâșia sudică, îngustă, a Americii Latine).

- Din acest raport, apă – uscat, rezultă și o altă consecință: *calota de gheață a Antarctidei este cu mult mai groasă*, comparativ cu cea nordică, mai subțire și cu aspect de banchiză ce suportă influența temperaturii apei peste care plutește (și care vine dinspre Atlantic).
- La marginea ghețurilor arctice, în Oceanul Arctic, se varsă (în anotimpul cald) nenumărate fluvii și râuri coborâte de pe continentele limitrofe, în timp ce în Antarctida acest aspect lipsește.
- Contactul uscat – ocean – marginea banchizei de gheață și contactul apă dulce – apă salină creează în *arealul circumarctic o mare diversitate* a mediului în raport cu monotonia și stabilitatea celui circumantarctic.
- O asemănare generală, dar cu unele deosebiri, este dată de prezența *aerului secetos*, asemănător celui deșertic, din cauza circulației descendente și a temperaturilor scăzute. Cantitatea de precipitații se situează de multe ori sub 100 mm/an, datorită faptului că aerul rece suportă o umiditate tot mai redusă. La -20^0C, volumul vaporilor de apă din atmosferă scade la maximum 1 gr/m^3. Totuși, *Arctica prezintă o umiditate mai mare* a aerului, în special spre extremități și mai ales în jumătatea sudică a Groenlandei.
- Ca poziție pe Glob, există o oarecare simetrie între „calotele" polare, în timp ce tundra propriu-zisă se dezvoltă numai în emisfera nordică.
- Sub aspect biogeografic, deși periferia Arcticii și tundra se remarcă prin condiții extrem de vitrege, aici apar o mare bogăție și varietate de specii, cu totul deosebite comparativ cu cele din Antarctica. Acest fapt este explicabil din perspectiva varietății mari a mediului arctic, a influențelor și a legăturii directe cu zonele temperate ale continentelor nordice, de unde au provenit o mare parte din specii, urmând retragerea calotei würmiene. Periferia Arcticii reprezintă și un mediu de rară, dar veche locuire, aici dezvoltându-se cultura eschimoșilor.
- *Gheața reprezintă elementul definitoriu al peisajului polar*, spre deosebire de celelalte medii, care au în prim-plan peisagistic pădurea, întinsul suprafețelor ierboase sau deșertul lipsit de vegetație, cu roca la zi. Gheața „domnește" asupra peisajului polar, fiind acoperită de un în-

veliş de zăpadă uscată şi făinoasă când este proaspătă sau cu aspect de crustă, scrijelită de vânt, dacă este mai veche.

Există mai multe **tipuri de gheaţă**:

- **Calota** (indlandsis) reprezintă formaţiunea glaciară cea mai groasă şi mai extinsă. Calotele existente în prezent sunt resturi ale celor würmiene. *Calota antarctică* ocupă 12 mil. km^2, din cei 14 mil. km^2 cât reprezintă suprafaţa continentului. Greutatea dată de volumul său, de peste 20 mil. km^3 de gheaţă, a făcut ca uscatul de dedesubt să execute lăsări care pe alocuri ajung la -2 500 m sub nivelul mării. Urmează *calota Groenlandei*, cu 1,8 mil. km^2 (ocupă peste 3/4 din insulă), situată într-o depresiune înconjurată de munţi. Celelalte calote sunt foarte mici: micile calote din *Islanda* (cu cca 100 000 km^2) se dezvoltă pe 1/8 din suprafaţa insulei, iar cele din *Insulele Spitsbergen*, cu aspect mai unitar, ocupă aproape 60 000 km^2 (cca 4/5 din suprafaţa arhipelagului). În vestul Spitsbergenului apar şi gheţari montani, de vale.
- **Banchiza** este gheaţa care pluteşte asemenea unei platoşe pe oceanele polare. În arealul circumantarctic, ea provine din părţile marginale ale calotei care se desprind şi coboară în ocean. În Arctica însă, banchiza ocupă locul central în arealul Polului Nord, în fapt pluteşte pe Marea Arctică. Ea are un diametru de 4 500 km şi o grosime minimă de 3–4 m. Suprafaţa ei nu este netedă, deoarece vântul, valurile, curenţii marini şi mişcarea de derivă o modelează neîntrerupt, rupând-o în bucăţi, care apoi se încalecă şi se sudează, ajungând la grosimi de până la 50–60 m. Gheaţa banchizei nordice este moştenită prin autoîntreţinere din timpul glaciaţiunii Würm, dar suferă în timp şi o reciclare mult mai activă comparativ cu cea antarctică.
- **Packul** reprezintă gheaţa care se formează pe apă numai iarna, în prelungirea banchizei. Îngheţul său se produce la sfârşitul verii, când temperatura aerului coboară la -12^{0}C, iar cea a apei marine ajunge la -2^{0}C, care este temperatura de îngheţ la suprafaţă. În prima fază se formează cristale de gheaţă cu un reflex de culoarea petrolului, apoi apar granule şi plăci de gheaţă care, sudându-se, dau packul. În Marea Arctică, packul lipeşte banchiza de continente, iar vara, când se topeşte, lasă în loc un larg „canal" navigabil, în lungul ţărmului continental. În Antarctica, packul nu este limitat în dezvoltarea sa de către uscat, deoarece banchiza pluteşte liber spre largul oceanului. Uneori, denumirea de pack se foloseşte şi în cazul banchizei.

- **Gheața de mal** apare numai în Arctica și este un fel de pack ce se dezvoltă însă, pornind de la apele mai dulci de lângă țărm, mai ales în preajma gurii de vărsare a fluviilor. Formează un fel de „trotuar" de gheață cu un conținut foarte mare în pietrișuri aduse de râuri sau existente pe plaja respectivă.
- Similară gheții de mal este **gheața de mare** care se formează în jurul banchizei antarctice în timpul iernii, prin înghețul apelor mai dulci de la suprafața oceanului. Ea sudează blocurile banchizei, făcând-o imobilă.
- **Aisbergurile** reprezintă fragmente, uneori de dimensiuni foarte mari, rupte din gheața continentală și ajunse în mare, unde plutesc individual spre zona temperată. Ele apar deasupra apei doar cu cca 1/8 din înălțimea reală. În 1912, vasul transatlantic Titanic, mândria inginerilor de la acea vreme, s-a izbit de un astfel de „munte de gheață", rupându-se în două, asemenea unei bucăți de lemn.

  Masele polare de gheață continentală (mai ales antarctice) ajung în apele marine fie sub formă de limbi glaciare, fie sub forma unor platoșe largi. Acestea din urmă dau și aisberguri, dar formează cu precădere *platforme litorale de gheață (ice-shelf)* sau *banchize litorale* din care apoi se rup aisberguri cu dimensiuni de zeci de km.

5.1.2. Mediul polar antarctic

Mediul polar antarctic apare situat chiar în mijlocul emisferei sudice, fiind cel mai extins mediu de calotă, cuprinzând 12 mil. km^2 (respectiv 98% din continent) și banchiza.

Sub aspect **climatic**, acest mediu, delimitat de izoterma de iarnă de -10^0C, stă sub influența unui climat mai aspru, dar mai uniform comparativ cu cel arctic. Calota cunoaște o extindere pe timpul iernii și unele restrângeri, vara. Imensitatea suprafeței de gheață este moștenită de la glaciațiunile cuaternare, climatul actual, arid, neputând genera o astfel de calotă, datorită uscăciunii aerului și precipitațiilor reduse (situate sub 100–200 mm).

Temperaturile ajung iarna, destul de frecvent, la valori de -40^0C, aici aflându-se și polul frigului de pe Terra, cu -92^0C (iulie 1958, în apropierea Polului Sud). Gheața este, de asemenea, foarte rece, cu temperaturi de la -20^0C la -60^0C, fapt ce întreține deasupra sa o imensă arie anticiclonală, care, pe centrul său, este mult mai rece decât Arctica centrală.

Dacă zona centrală este în general relativ calmă, spre periferia anticiclonului coboară vânturi puternice, ce se rotesc în sensul acelor de ceas, formând brâul violenților cicloni antarctici, situat la aproximativ 60^0S.

Ca urmare a aerului rece şi uscat, ablaţia zăpezii şi a gheţii (prin sublimare, cea prin topire fiind nesemnificativă) este redusă, ca şi alimentarea cu zăpadă.

Relieful este conservat sub gheaţă. Antarctida reprezintă un vechi soclu precambrian, nivelat în mai multe etape preterţiare şi deformat începând din terţiar, mai ales prin greutatea neuniformă a gheţii. Pe alocuri apar la zi roci mutonate, ca urmare a acţiunii limbilor glaciare. Mai frecvent se manifestă eolizaţia (acţiunea vântului încărcat cu cristale de gheaţă) şi, mai rar, avalanşele. Vârfurile stâncoase (cu altitudini maxime de 5 140 m) ce străpung gheaţa, apărând la zi, nu sunt supuse dezagregărilor mecanice datorită aerului foarte uscat. Nu se formează astfel grohotişuri, iar întreaga morfogeneză este încremenită.

Viaţa propriu-zisă pe calota antarctică, vegetală şi animală, este inexistentă, cu excepţia organismelor inferioare de tipul bacteriilor şi a unor vizitatori ocazionali dinspre zona de ţărm.

5.1.3. Mediul periglaciar şi oceanic antarctic

Mediul periglaciar şi oceanic antarctic se caracterizează în special prin îngheţul solului descoperit. Varietăţile sale sunt determinate tocmai de durata de îngheţ a solului (zilnică, sezonieră sau permanentă). În Antarctica se deosebesc două tipuri ale acestui mediu: deşertul rece şi fâşia periglaciară oceanică.

- **Deşertul rece** are două subtipuri: unul interior, continental, cu temperaturi medii anuale de la -15^{0}C la -40^{0}C, şi un altul spre zona de litoral. În cadrul celui continental, solul se dezgheaţă vara pe cel mult 20 cm, precipitaţiile ating abia 50–200 mm/an. În aceste condiţii, procesele geomorfologice sunt reprezentate prin eolizaţie şi formarea unor crăpături de contracţie, solifluxiunea manifestându-se foarte redus. Celălalt subtip, spre litoral, este marcat prin temperaturi medii – de la -5^{0}C la -10^{0}C –, dezgheţul de vară ajunge până la 1,20 m, iar precipitaţiile sunt mai bogate (până la 400 mm/an). Ca procese geomorfologice, alături de dezagregări, vara apar şi numeroase solifluxiuni. În aceste condiţii cresc licheni şi muşchi, care ocupă 2–8% din suprafaţa acestui subtip de mediu.
- **Fâşia periglaciară oceanică** reprezintă singurul mediu care suportă o oarecare dezvoltare a vieţii animale, deşi fauna este foarte săracă în număr de specii. În cadrul acestui mediu, atât gheaţa, cât şi climatul se diversifică. Mediul devine mai dinamic. De exemplu, se individualizează, uneori, limbi glaciare cu numeroase crevase, care se preling lent printre stânci uriaşe. Gheaţa se scufundă în ocean sub diverse forme. Vânturile se intensifică, atingând uneori viteze de 180 km/h.

Ele modelează riduri în gheață și zăpadă, spulberând materialele fine de pe vechile suprafețe litorale înălțate deasupra apei, pe care le transformă în adevărate „reguri".

Apare un biotop de litoral rece, care pe uscat cuprinde o floră săracă în specii: unele alge de uscat, mușchi, licheni, cu care se hrănesc anumite insecte și viermi. Nu există erbivore și nici carnivore. În ocean apare un bogat fitoplancton pe seama sărurilor nutritive urcate din apele de adânc. Pe baza sa se dezvoltă zooplanctonul și tot ce se hrănește cu acesta sau cu derivate din lanțul trofic: de la creveți la pești, balene, foci, elefanți de mare, leoparzi de mare, diferite specii de păsări de apă (pinguini, albatroși, pescărușii, rândunici de mare etc.). Animalele au suferit adaptări specifice, au un strat adipos consistent, un penaj bogat și un colorit specific etc.

În cadrul acestui areal oceanic antarctic se includ și Peninsula Antarctica și insulele limitrofe: Kerguelen, Auckland, Tristan da Cunha, Georgia de Sud ș.a. Unii autori atașează acestui mediu și Insulele Falkland și Patagonia (America de Sud), care prezintă un peisaj de tip *tundră*, cu un climat aspru, dar cu precipitații relativ bogate și repartizate uniform, un covor de zăpadă ce persistă îndelung, cu multă ceață și vânturi violente.

5.1.4. Mediul polar arctic

Mediul polar arctic cuprinde un areal similar ca suprafață, dar dezvoltat dominant pe apă – Oceanul Arctic. Ocupă însă și o mare parte din Groenlanda și arhipelagurile nord-canadiene. Limita climatică este dată de izoterma de -20^{0}C a lunii ianuarie. Limita reală însă nu coincide cu cea climatică, deoarece gheața arctică, în special în Groenlanda, depășește prin limbi și lobi glaciari limita zăpezilor veșnice, ceea ce nu se întâmplă în Antarctica. Spre deosebire însă de calota sudică, în nord limita climatică de iarnă este cu 10^{0}C mai coborâtă, din cauza răcirii puternice a maselor continentale din jur. De altfel, polul frigului în emisfera nordică este situat în tundră și taiga (la Oimiakon și Verhoiansk), în timp ce în Antarctida, acesta se găsește pe calotă, foarte aproape de polul matematic.

Gheața dominantă este de tip banchiză, cu grosimi de 4–60 m, plutind pe suprafața oceanului, care primește și influența apelor mai calde venite dinspre Atlantic. Calota-banchiză se rotește lent, în derivă, sub influența forței Coriolis. În Groenlanda, calota are însă grosimi de până la 3 000 m; se situează zonal într-un climat ce ar permite topirea sa, bilanțul glaciar fiind negativ. Calota s-a perpetuat din glaciațiunea Würm, prin autoîntreținere, fiind favorizată de cadrul geomorfologic. Ea apare situată într-o

depresiune înconjurată de munți, similar, oarecum, Depresiunii Transilvaniei. Calote mult mai mici sau/și ghețari montani de tip alpin și alaskian (piemont de gheață) se dezvoltă și pe celelalte insule din Arctica. Este vorba, deci, de o gheață mult mai dinamică, mai fragmentată, per ansamblu mult mai subțire, dispersată pe un întins de apă din care apar numeroase insule.

Pe timpul iernii, gheața arctică devine unitară prin alipirea tuturor fragmentelor până la țărmurile propriu-zise ale continentelor. În timpul scurtei veri polare însă, totul se bulversează. Gheața se rupe în fragmente de dimensiuni diferite, apar canale sau mari spații acvatice rezultate mai ales din topirea packului și a gheții de mal, inclusiv sub influența încălzirii mai accentuate și mai rapide a continentelor din jur. De aceea și centrul ariei anticiclonale de mare presiune, care emite spre exterior vânturi catabatice (descendente) puternice, se deplasează din nordul Groenlandei (vara) spre strâmtoarea Bering, spațiu care în timpul iernii devine polul climatic al Arcticii.

Așadar, întregul spațiu arctic este încremenit numai pe durata iernii, pe când vara devine extrem de dinamic, viu, într-o continuă mișcare și se diversifică mult (numai o parte din Groenlanda rămâne încremenită sub ghețuri).

Clima se caracterizează prin temperaturi care în ianuarie au o medie cuprinsă între -20^{0}C și -40^{0}C, în iulie urcă la 0^{0}C în partea centrală a Groenlandei, iar spre periferie se ating 10^{0}C. Insolația este redusă și durează cca 6 luni pe an. Precipitațiile oscilează între 100 și 300 mm/an, dar în sudul Groenlandei urcă treptat la cca 1 000 mm/an. Aici și topirile din timpul verii sunt mult mai accentuate, apărând râuri ce se scurg pe suprafața gheții. La modul general, Arctica este mai umedă decât Antarctica, de unde și frecvența mai mare a ceților. Vânturile prezintă o alternanță a perioadelor de calm cu rare furtuni, în centrul de mare presiune. Ele au frecvență mare și ating uneori viteze de peste 100 km/h, înspre periferia ciclonică a Arcticii.

Zilele de vară, dincolo de cercul polar, durează până la 5 luni pe an, la care se adaugă o lună cu lumină crepusculară. La fel de lungă este și iarna sau noaptea polară. Acestei zone îi sunt specifice aurorele boreale.

Relieful major este reprezentat prin scuturi vechi, precambriene (scuturile canadian și baltic), deformate de marile calote ale glaciațiunilor cuaternare. În prezent, calota este marcată de numeroase accidente ce apar din deplasarea și încălecarea segmentelor de gheață, forme de eolizație, albii și talveguri sculptate în gheață (bediere) de curgerea apei de fuziune pe suprafața ghețarilor etc. Relieful de eroziune și acumulare glaciară este bine dezvoltat, apar văi glaciare și morene, dezagregarea este intensă din cauza umezelii mai mari a aerului și a ciclicității gelive mai frecvente.

În Arctica continentală, mai aridă, ca de exemplu în arhipelagul canadian (sub 100 mm/an), zăpada este uscată, în cantitate redusă şi se topeşte în totalitate vara, lăsând descoperit un deşert pietros. Pe alocuri, solul se dezgheaţă timp de aproape trei luni pe an (molisol) şi în el se manifestă procese periglaciare de tipul celor din tundră.

Mediul de litoral, mai umed, dă naştere şi unor procese fluviatile, cu precădere aluvionări şi eroziune laterală. Ţărmurile apar puternic fragmentate.

Din punct de vedere **biogeografic**, Arctica este mult mai bogată în specii, comparativ cu Antarctica. Clima mai blândă, cu o diversitate mai mare, a impus medii locale multiple. În principiu, viaţa se localizează în apă, pe litoral şi continent, acolo unde două luni pe an zăpada lipseşte. Popularea acestei zone arctice, ca şi a tundrei, s-a făcut cu mai multă uşurinţă, în urma deglacisării, deoarece ea are continuitate continentală. O serie de specii, care trăiseră în spaţiul din faţa calotei würmiene, au putut urma retragerea acesteia spre nord, unde se regăsesc astăzi.

Apar, totodată, două medii : terestru şi oceanic.

- **Viaţa terestră** este legată în principal de apariţia unui *sol brut*, cu mult schelet, uşor humificat, format pe grosimea celor cca 20 cm ce se dezgheaţă pe timpul verii. În acest climat, descompunerea masei organice se face extrem de lent (o problemă şi pentru deşeurile de la staţiile ştiinţifice sau din rarele aşezări, care nu se descompun). Profunzimea mică a solului reduce posibilitatea dezvoltării rădăcinilor mai adânci, mai jos fiind permafrost (sol permanent îngheţat). Microfauna şi microorganismele din sol aproape lipsesc. Totuşi, el poate susţine o vegetaţie săracă, aşa-numita *stepă polară*, cu ierburi foarte scunde, licheni, muşchi şi tufe grupate în smocuri. Această vegetaţie apare însă diversificată local în funcţie de drenaj şi de expunerea suprafeţelor faţă de vânturile încărcate cu zăpadă. Totodată, ea atrage vara o serie de erbivore dinspre sud, din domeniul de tundră (ren, caribu, bou moscat), urmate de carnivore. Mediul are şi carnivore proprii, ce populează ţărmurile, unde se hrănesc cu peşti şi alte specii acvatice (ursul polar, vulpea polară). Vara, ţărmurile oferă locuri bune de cuibărit pentru numeroase specii de păsări. Pe timpul iernii, toate animalele, chiar şi ursul polar, se retrag spre sud, în tundră sau chiar în taiga.
- **Viaţa în ocean** este susţinută, ca şi în Antarctica, de marea dezvoltare a fitoplanctonului şi a zooplanctonului. În Arctica s-a realizat un lanţ trofic mai complex. Gheaţa, care este mai subţire aici, are o oarecare transparenţă, lăsând, pe timp de vară, ca o mică cantitate de lumină să pătrundă şi în apa de sub banchiză. La aceasta se adaugă prezenţa apei dezgheţate de lângă ţărm, multele spărturi, crăpături şi ochiuri de apă (aşa-numitele

polinii – în rusă sau luminişuri), ce formează un mediu propice dezvoltării a numeroase moluşte, specii de peşti, mamifere acvatice şi păsări. Pe timpul iernii, şi această faună acvatică migrează spre sud.

5.1.5. Mediul de tundră

Tundra reprezintă o asociaţie vegetală zonală, formată din muşchi, licheni, ierburi şi arbuşti pitici, fiind specifică regiunilor subarctice din nordul Eurasiei, nordul Americii de Nord şi insulelor neacoperite cu zăpezi persistente din Oceanul Arctic. Ea face tranziţia, prin intermediul silvo-tundrei, între deşertul polar al gheţurilor arctice şi pădurea boreală situată mai la sud. În mare, se dezvoltă între aproximativ 60^0 şi 70^0N, dar cu o limită foarte dantelată, cu multe intrânduri şi retrageri.

Condiţiile climatice favorabile acestei vegetaţii sunt cele care impun *ger, zăpadă puţină* şi care nu persistă mult timp, dar mai ales *cicluri gelive* (îngheţul şi dezgheţul solului în ritm diurn şi/sau sezonier).

Temperaturile de iarnă sunt foarte coborâte (mult sub -30^0C), mai ales spre interiorul uscatului, situat la o distanţă mare faţă de Atlantic. Vara, în schimb, temperatura urcă peste 0^0C, atingând frecvent valori de 10^0C. Numărul zilelor gelive (cu îngheţ–dezgheţ) este mai ridicat ca în mediul polar, dar sunt mai puţine la număr decât în munţii înalţi din zonele temperate. Precipitaţiile, în mod obişnuit, sunt *sub 200 mm*, pot atinge însă şi 400 mm. Ele se concentrează mai ales vara. Cu toate acestea, *umezeala* aerului este mai ridicată, deoarece evaporarea este extrem de redusă, iar, din cauza pergelisolului, infiltrarea este minimă.

Anul se subîmparte în *patru anotimpuri*. Iarna, foarte lungă, poate ajunge până la 8–10 luni în interiorul continentelor (de exemplu, în centrul Siberiei sau în arealul Golfului Hudson din Canada). De asemenea, timp de mai multe săptămâni, noaptea devine continuă. Acum se manifestă şi furtuni dese şi violente. Primăvara este scurtă, cu încălziri şi răciri bruşte care generează numeroase cicluri gelive. Vara este, de asemenea, foarte scurtă, dar călduţă şi relativ ploioasă, cu câteva săptămâni în care Soarele nu apune. Toamna este similară primăverii, dar cu un mers spre iarnă.

Pe acest fond general se deosebesc un climat *subarctic continental* şi un altul *oceanic*. Ultimul este mai ploios, mai umed, cu ceţuri frecvente, un timp mai instabil. Uneori, peste aceste locuri ajung chiar limbi glaciare, temperaturile de iarnă sunt în jur de 0^0C, iar media anuală de cca 4^0C.

Relieful iese bine în evidenţă deoarece terenurile sunt lipsite de vegetaţie înaltă sau sunt golaşe. Aici se îmbină două categorii de elemente: morfologia moştenită de la glaciar şi formele modelării actuale.

Morfologia moştenită este foarte variată şi reprezentată prin *relief subglaciar*, rămas în urma retragerii gheţurilor würmiene sau chiar mai vechi: morene de fund, drumlinuri, oesar, umpluturi argiloase şi nisipoase, roci mutonate, praguri şi excavaţiuni devenite lacuri, fiorduri pe litoral etc. Peste toate acestea s-a instalat o hidrografie complet neorganizată, cu multe canale locale care se anastomozează sau se varsă în sutele şi miile de lacuri existente aici.

O altă moştenire, cu precădere în regiunile unde nici în Würm nu s-au format calote glaciare (o bună parte din Siberia), este subsolul îngheţat adesea până la adâncimi de zeci sau sute de metri (*pergelisol*). Încălzirea climatică postglaciară nu a avut timp să topească acest pergelisol. *Dezgheţul sezonier*, din timpul verii, pe o adâncime redusă (*molisol*) şi reînghetul de toamnă reprezintă fenomenul principal actual al morfogenezei, care influenţează şi aspectul pedologic şi biogeografic.

Ciclurile gelive declanşează *procese geomorfologice specifice*: gelifracţia, crioturbaţia, solifluxiunea şi procese de coborâre pe pante (torenţi noroioşi ş.a.), la care se adaugă eroziunea laterală a râurilor, colmatarea puternică a văilor, un sistem specific de modelare a versanţilor etc.

Formele de relief rezultate sunt: grohotişurile şi blocurile generate de gelifracţie, diferitele forme geometrice, mai ales cercuri de pietre şi soluri poligonale (apărute ca urmare a circuitului lent al materialelor pe verticală în interiorul solului dezgheţat vara), pene de gheaţă (determinate tot de crioturbaţie), movile de tip marghile, pingo şi hidrolacoliţi etc.

Modelarea versanţilor are un caracter activ şi specific. Ea se face prin procese intense de dezagregare, dar şi prin solifluxiune, alunecări şi curgeri noroioase (pe rocile moi, în perioadele de dezgheţ). Pe versanţi se produc, de asemenea, avalanşe.

Cantitatea de material coborâtă la baza versantului nu poate fi transportată în totalitate de apele curgătoare, motiv pentru care *văile se colmatează*. În timpul dezgheţului de vară, când se topeşte zăpada şi o parte din apă se scurge din molisol, râurile se pot umfla brusc şi, curgând pe un pat încă îngheţat, se revarsă pe suprafeţe imense.

Solurile au puţin humus şi sunt mai mult *litosoluri*. Acest lucru se datorează faptului că materia organică se descompune foarte lent, crioturbaţia deranjează echilibrul, activitatea microorganismelor se rezumă la timpul scurt de vară, levigarea pe profil este slabă, motiv pentru care lipseşte orizontul B. Se formează *solul brun arctic* (orizonturi A şi C) cu un humus brut, *soluri hidromorfe* şi *turboase*. Toate sunt acide.

Vegetaţia, fiind instalată destul de recent peste aceste teritorii, este săracă în specii. Ea prezintă adaptări specifice faţă de factorii şi fenomenele

nefavorabile, mai ales vânturi puternice şi geruri prelungi, subsol îngheţat, crioturbaţia. Astfel, rădăcinile plantelor se extind mult în suprafaţă şi reprezintă până la 75% din organismul plantei, frunzele sunt mici, ramurile lemnoase, mugurii apar uneori cu un an înainte de a înflori şi se păstrează sub zăpadă etc. Specifice sunt plantele ierboase, joase, care pot fi acoperite de zăpadă pe timpul iernii şi astfel protejate împotriva îngheţului. Apar şi tufişuri rare, iar arborii de talie mai înaltă fac trecerea spre silvotundră.

Există trei tipuri de tundră: cea dominată de muşchi şi licheni, tundra cu tufişuri şi silvotundra.

- **Tundra cu muşchi şi licheni** (denumită şi secetoasă) se extinde în părţile mai nordice ale continentelor, deci mai aride. Regional, în cadrul ei cresc şi arbuşti pitici, dând aspectul cel mai specific al peisajului de tundră. Solurile au umiditate redusă şi, de obicei, lichenii preferă porţiunile calcaroase şi nisipoase. Dintre speciile des întâlnite se remarcă lichenul renului şi lichenul islandez. Cresc şi unele ierburi (graminee, ciperacee) şi tufişuri rare şi pitice (argenţica şi mesteacănul pitic).
- **Tundra cu tufişuri şi arbuşti** se dezvoltă larg mai ales în Siberia nordică, unde ocupă peste 3 mil. km^2. Ea se desfăşoară atât în mediul de tip continental, cât şi în cel de tip oceanic. Condiţiile climatice sunt reprezentate prin 2–6 luni cu temperaturi peste 0^0C (în funcţie de climatul continental sau oceanic, unde şi iernile sunt mai blânde), precipitaţii sub 200 mm (dar care ajung până la 400 mm în tundra europeană). Există multă umezeală, mlaştini şi turbă (apa nu se evaporă şi nu se poate infiltra), vânturi ce viscolesc puternic zăpada cu viteze de până la 10–30 m/s, pergelisol. În această tundră există soluri impermeabile şi umede, mlăştinoase, situate la marginea lacurilor sau a albiilor de râu.

  Sezonul de vegetaţie începe mai devreme în sud şi ţine din iunie până în septembrie. În lungile zile de vară, asimilaţia clorofiliană este intensă. Creşterea plantelor este lentă, fapt ce explică longevitatea lor, ele putând atinge 100–200 de ani. Unde vara este foarte scurtă, multe plante îşi păstrează frunzele verzi, iernând sub zăpadă, iar mugurii florali formaţi cu un an înainte se deschid brusc la venirea verii. Se constată, de asemenea, că temperatura plantelor poate fi cu până la 10^0C mai ridicată decât cea a aerului. Cei mai favorizaţi sunt versanţii sudici, mai însoriţi şi mai bine drenaţi, care vara se pot acoperi cu o mare de flori.

  Dintre arbuşti se întâlnesc mestecenii pitici, sălciile pitice, arinii pitici, iar ca subarbuşti: afinul, merişorul etc.

  Pe locurile joase şi mai umede creşte o *tundră higrofilă*, cu turbă de *sphagnum*, cu sălcii şi mesteceni pitici. Oarecum opusă ca aspect este

tundra mezofilă, specifică terenurilor permeabile şi bine drenate, unde domină ierburile, iar pe sectoarele uşor umectate, muşchii verzi.

- **Silvotundra** face trecerea către pădurea boreală. Acest contact are aspect de întrepătrundere digitală. Spre limita cu taigaua apare o pădure cu goluri de tundră situate pe porţiunile mai înalte. Înspre contactul cu tundra, golurile se măresc, iar pădurea capătă forma unor insule cu arbuşti chirciţi. Către ocean domină mestecenii, spre interiorul continentului – molizii, iar în extremitatea estică se instalează laricele. Pădurea este limitată în dezvoltarea ei de ger, vânturi puternice, scurtarea anotimpului de vară, de faptul că seminţele nu se mai pot maturiza sau sunt duse de vânt în locuri îngheţate, nefertile.

Fauna este adaptată la geruri prelungi şi vânturi puternice, animalele de aici având o blană deasă, adesea albă, un strat adipos, iar păsările un penaj des. Unele specii îşi construiesc refugii în zăpadă, la contactul cu solul. Majoritatea animalelor migrează iarna spre sud. Dintre erbivore se remarcă boul moscat (Groenlanda şi Canada) şi renul (Eurasia şi Groenlanda). Specifice tundrei sunt şi iepurele polar, popândăul de tundră, dihorul polar, marmota cu capul negru, lemingul, ursul alb, vulpea polară şi lupul de tundră, numeroase păsări (şoim, şorecar, ciuful zăpezii, pescăruşi, rândunica de mare, presura, ciocârlia, potârnichea de tundră). Vara se înmulţesc mult o serie de insecte, mai ales muştele şi ţânţarii.

Omul şi tundra „nu fac casă bună". În trecut, aceste locuri erau cutreierate de vânători de animale cu blănuri scumpe, uneori şi de pescari. În prezent există o serie de aşezări izolate (staţiuni de cercetare, strategice, de exploatare a petrolului sau a altor bogăţii de subsol, aeroporturi de escală etc.). Majoritatea reprezintă aşezări moderne, uneori cu tehnică de vârf, ceea ce dovedeşte interesul şi extinderea habitatului uman în acest mediu. O problemă pentru amenajarea cu construcţii a acestor zone o reprezintă prezenţa pergelisolului şi alternanţa îngheţ – dezgheţ, factori care distrug, în timp, prin presiuni de tip crioturbaţie, temeliile sau conductele pe care le scot la suprafaţă. De aceea întreţinerea lor în aceste condiţii devine foarte costisitoare.

5.2. Mediile temperate

5.2.1. Caractere climatice generale

Sensul de **temperat**, în climă, este acela de „medie" între cald şi rece. Din punct de vedere al temperaturii (*factor planetar-zonal*), zona temperată reprezintă o *tranziţie* între cele reci (polare şi subpolare) şi cea caldă (intertropicală). Dar, din cauza mobilităţii atmosferei, nu există o tranziţie uniformă, decât ca medie. În realitate, are loc un amestec de mase de aer

reci şi calde, pentru un anumit moment sau periodic, una dintre ele putând domina. Rezultă, în consecinţă, un contrast mare între vară şi iarnă. De aceea, *perturbările dese de vreme*, pe perioade scurte, reprezintă o caracteristică importantă a zonei temperate. În plus, factorul planetar impune, în timpul verii nordice, o deplasare spre nord a zonei temperate, în timp ce iarna are loc o deplasare spre sud a acesteia (din cauza înclinării axei terestre).

Există şi **factori regionali** (nu zonali) care determină şi alte mari diferenţieri climatice în cadrul zonei temperate.

- În primul rând, întâlnim o deosebire esenţială între zona temperată din *emisfera nordică* şi cea *sudică*. Motivul: emisfera sudică este dominată de oceane, în timp ce în zona temperată a emisferei nordice se extind două mari continente, Eurasia şi America de Nord. Ca urmare, zona temperată australă va fi mult mai uniformă sub aspect climatic, în timp ce zona boreală va prezenta multe contraste.
- Un alt factor regional important ce se impune în mediu este extinderea sau *masivitatea continentelor*, cu deosebire în longitudine, ceea ce face ca un areal să fie mai aproape sau mai departe de ocean. Acest factor influenţează mult mersul temperaturilor, dar şi pe cel al precipitaţiilor şi al vânturilor. În acest context, un rol deosebit îl are distanţa locului respectiv faţă de ocean (ceea ce se numeşte obişnuit *„grad de continentalism"*). Totodată, apar *două „faţade" ale continentului*, cea estică şi cea vestică. Continentalismul măreşte mult contrastul dintre vară şi iarnă (amplitudinea termică) şi gradul de ariditate. În ceea ce priveşte faţadele opuse, ele sunt scăldate obişnuit de *curenţi oceanici diferiţi*, unii calzi, alţii reci. Influenţa acestora asupra fâşiilor continentale din apropiere va fi diferită. De exemplu, faţada orientală a Americii de Nord este, la nivelul aceloraşi paralele, cu mult mai rece (curentul rece al Labradorului) faţă de faţada europeană vestică, scăldată de prelungiri ale curentului cald al Golfului.
- Tot un factor regional de modificare a mediului îl constituie şi *lanţurile muntoase*, cu rol de aşa-zis „baraj orografic". Se impun, în primul rând, lanţul himalaian şi cel american. *Himalaia*, prin marea sa înălţime, face ca în timpul verii să determine o deplasare a curentului jet, curent care provoacă presiunile ridicate subtropicale. Concomitent, anticiclonii subtropicali nordici din acest loc dispar (în locul unui şir de presiuni maxime apar depresiuni barice). Ca urmare, se extinde mult spre nord alizeul din emisfera sudică. Practic, musonul aşa-numit indian (cuprinde

şi sudul Chinei) este în fapt alizeul sudic, prelungit spre nord (în schimb, musonul japonez are altă origine, de tip „muson").

Cordiliera americană influenţează clima în alt mod: ea reprezintă efectiv un baraj în calea vânturilor dinspre ocean, în special a celor de vest, făcând ca *faţada pacifică umedă* de aici să rămână foarte îngustă, iar în spatele munţilor să apară chiar deşerturi. Prin comparaţie cu America de Nord, Europa permite vânturilor de vest, încărcate cu precipitaţii, să ajungă până spre Ural, influenţa atlantică devenind foarte extinsă.

5.2.2. Tipuri de climate temperate

Sub aspectul *temperaturilor*, mediul temperat este caracterizat prin diferenţe importante între anotimpurile extreme, sau cel puţin prin apariţia unui anotimp redus de tip iarnă în cazul zonei subtropicale. Cu oarecare aproximaţie, temperaturile medii anuale variază între -5^{0}C (înspre cercurile polare) şi 15^{0}C (spre tropice), cele ale lunii iulie între 10^0 şi 25^{0}C, iar cele ale lunii ianuarie între 0^0 şi -20^{0}C. Din acest punct de vedere, climatele temperate se pot grupa în **temperate răcoroase şi reci** şi **temperate calde (subtropicale)**. Primele sunt, la rândul lor, *oceanice*, *de tranziţie* (moderate) şi *continentale* (excesive), iar celelalte sunt *subtropicale* (faţadă orientală), *mediteraneene* şi *semideşertice*. La acestea se adaugă climatele de *munte înalt subtropical* şi de *munte temperat*.

- **Climatele temperate propriu-zise (răcoroase şi reci)** se extind sub forma unor benzi foarte late, de la vest la est, peste cea mai mare parte a Americii de Nord şi mai ales peste Eurasia. Ele se subdivid în *două tipuri de fâşii*, unele dirijate nord – sud, iar altele vest – est. Fâşiile dispuse nord – sud sunt bine diferenţiate. Este vorba de climatul temperat oceanic (pe faţada vestică), climatul temperat de tranziţie sau moderat (în interiorul continentului, dar mai primeşte importante influenţe oceanice) şi altul temperat excesiv (mult în interiorul continentelor, unde influenţele vestice devin tot mai reduse sau dispar). Celelalte fâşii, dispuse vest – est, au o delimitare tranzitorie, cea nordică fiind mai rece (o iarnă lungă şi aproape subpolară), iar cea sudică este mai temperată, cu iarnă mai scurtă. Teritorial, aceste fâşii se îmbină.
  - *Climatul temperat oceanic* apare acolo unde teritoriul este deschis către ocean, dar şi în calea vânturilor de vest. Este vorba în principal de *faţada vestică a Europei*, începând din nordul Portugaliei şi până în nordul Norvegiei, care are cea mai tipică climă oceanică şi unde aceasta ocupă cea mai lată fâşie (cuprinde inclusiv Anglia şi Irlanda). *Faţada pacifică a Americii de Nord*, începând de la paralela de 40^{0}N şi până aproape de Alaska, este mult mai

îngustă, deoarece influența oceanului este redusă de Cordiliera Stâncoşilor.

În emisfera sudică, climatul temperat oceanic se restrânge la partea *pacifică a statului Chile*, situată la sud de paralela 38^0S. Se mai întâlneşte, foarte sporadic, în *Tasmania* şi *Noua Zeelandă* (aproximativ între 40^0 şi 47^0S).

În ansamblu, se prezintă ca un climat temperat cu amplitudini reduse, cu umiditate destul de crescută în tot timpul anului şi caracterizat, în consecință, prin lipsa unui anotimp secetos.

- *Climatul temperat de tranziție* (moderat) urmează imediat la est față de fâşia anterioară şi ocupă uneori lățimi mult mai mari. Depărtarea față de ocean face ca verile să fie *tot mai calde* şi iernile *tot mai reci*. Relieful impune, în plus, o *multitudine de nuanțe regionale* şi, mai ales, *locale* (ca de exemplu în Franța). Pot fi conturate, printre altele: areale cu ploi multe, dar cu ierni fără geruri grele şi prelungi; altele cu ierni ceva mai reci, dar cu mari contraste între versanții expuşi vânturilor (care primesc peste 2 000 mm de ploaie) şi cei opuşi, adăpostiți (unde precipitațiile scad sub 1 000 mm). Părțile joase – văi, depresiuni sau câmpii – sunt aici, de asemenea, „adăpostite". Pe scurt, *nuanțele climatice corespund unităților geomorfologice* principale. De exemplu, în România unitățile de relief impun numeroase nuanțe climatice. În *Europa*, acest climat se extinde, degenerând însă, până inclusiv în Europa Centrală, pe când în *America de Nord*, climatul respectiv aproape nu există, din cauza barajului montan al Stâncoşilor.
- *Climatul temperat continental* mai este cunoscut şi sub numele de „excesiv". Gradul de excesivitate înseamnă în fapt amplitudini termice anuale tot mai mari, dublate de reducerea precipitațiilor. Urmarea directă este dispariția pădurii şi *apariția stepei*, până la *formarea deşerturilor*. Este vorba de creşterea gradului de continentalism, datorită sărăcirii în vapori de apă a vânturilor de vest.

  Pe continentul euroasiatic, ca şi în cel nord-american, acest climat *ocupă spații imense*, din Câmpia Rusă şi estul Scandinaviei până la Oceanul Pacific. Are o mare dezvoltare şi aridizare în Siberia şi nordul lanțului himalaian, în nordul Chinei, în Coreea şi Japonia central-nordică.

- **Zonele subtropicale** (cunoscute şi sub numele de *temperat calde*) *nu au unitate climatică de tip zonă* sau *centură*, ci apar sectorial. Poziția la nivelul continentului determină următoarele tipuri: *subtropical umed*, în

estul continentelor, ploios vara; *mediteranean*, în vestul continentelor, cu vară caldă şi secetoasă; de *deşert şi stepă*, situat între celelalte două.

- *Climatul subtropical* (de nuanţă umedă) este specific, pe suprafeţe restrânse, pentru *faţada estică* a continentelor, între tropice şi aproximativ 40^0 latitudine N şi S. Îl întâlnim în China central-estică (la nord de Tropicul Cancerului şi până la 37^0N), pe porţiuni foarte reduse în sudul Caspicei şi estul Mării Negre, apoi în America de Nord, pe litoralul Golfului Mexic (Louisiana) şi în Peninsula Florida. În emisfera sudică, climatul subtropical apare, de asemenea, pe suprafeţe restrânse în sud-estul Africii (Natal), în Uruguay şi regiunea La Pampa din Argentina (între Tropicul Capricornului şi 40^0S) şi în sud-estul Australiei.
- *Climatul mediteranean* apare sub forma sa tipică în *jurul Mării Mediterane*. Specificul său este reprezentat printr-o iarnă blândă (relativ caldă şi ploioasă) şi o vară caldă şi secetoasă. Este singurul tip climatic, în afara celor deşertice, în care anotimpul călduros coincide în totalitate cu perioada de uscăciune. Iernile mediteraneene se aseamănă cu cele ale climatului temperat oceanic, pe când verile amintesc de climatul semideşertic. Explicaţia constă în faptul că vara se deplasează peste această fâşie mase de aer cald şi uscat din aria anticiclonală tropicală, iar iarna se produce aici o mişcare inversă, brâul de mare presiune anticiclonală tropicală se mută mult spre sud, iar peste Marea Mediterană se abat vânturile de vest, aducând precipitaţii.

  Extinderea mare a climatului mediteranean în sudul Europei şi nordul Africii este în fapt opera tectonicii şi a reliefului, care au creat, între paralelele de 32^0N şi 44^0N, o mare suprafaţă acvatică, alungită pe o distanţă de peste 4 000 km, în direcţie vest – est. Pe acest culoar, extrem de lung, se dirijează influenţe vestice, determinând mediul „mediteranean". În nici o altă parte a lumii nu mai există, la aceeaşi latitudine, ceva similar, motiv pentru care climatul mediteranean nu se mai întâlneşte decât pe spaţii extrem de reduse. De altfel, acest areal geografic – Marea Mediterană şi mediul său, a jucat un important rol în istoria civilizaţiei, în special a celei occidentale.

  Climate similare restrânse apar la latitudini de cca 30^0–40^0, în sud-vestul Crimeii (la 45^0N), în California (S.U.A.) – pe coasta pacifică (33^0–40^0N), pe fâşia pacifică a statului Chile (30^0–38^0S), pe coasta atlantică din nord-vestul Africii (zona Casablanca, între 30^0–38^0N), în arealul Capului, din sudul Africii (30^0–33^0S) şi în două areale mici din

Australia (Perth în SV, la 30^0–33^0S şi la nord de Tasmania, între 33^0 şi 38^0S). Toate au expunere spre vest.

- *Climatele semideşertice* (subtropicale) cele mai tipice se găsesc în continuarea estică a Mării Mediterane, cu *stepe şi deşerturi* ce cuprind *inclusiv munţii* de la această latitudine: munţii şi podişurile din partea central nordică a Turciei, din Siria, Irak, Iran, Afghanistan, marele podiş înalt Tibet şi Depresiunea Tarim din nordul său (fig. 100).

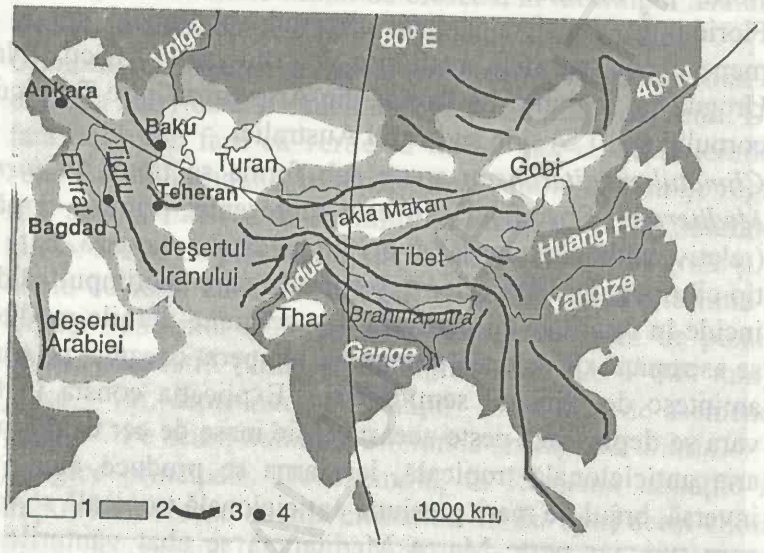


Fig. 100. Deşerturile din Asia.
1. Deşert; 2. Semideşert; 3. Lanţuri muntoase; 4. Localităţi importante.

Vânturile de vest ajung aici dinspre Mediterana în timpul iernii secătuite de umiditate. În cazul Podişului Tibet, distanţei mari care îl desparte de Marea Mediterană i se adaugă influenţa Himalaiei, care blochează musonul ploios de vară, dinspre Oceanul Indian. Ca urmare, apare deşertul tibetan, la una dintre cele mai mari altitudini de pe glob (peste 5 000 m). În nordul său, Depresiunea Tarim, înconjurată de munţi şi situată la 164 m sub nivelul mării, prezintă o ariditate maximă. Verile sunt aici toride, iar iernile aspre, continentalismul determinat de relief impunându-se în totalitate.

Climate similare se regăsesc, la aceeaşi latitudine (30^0–40^0 N şi S), pe teritorii restrânse la est de porţiunile cu climă mediteraneană, amintite anterior. Munţii primesc obişnuit o cantitate mai mare de precipitaţii.

Este vorba de perimetrele din Arizona şi Nevada (S.U.A.), porţiuni mici din sudul Africii, sudul Australiei, al Americii de Sud (la est de partea mediană a statului Chile), precum şi o fâşie în nordul Africii, ce se desfăşoară imediat în sudul climei mediteraneene.

5.2.3. Tipuri de mediu geografic temperat

Conturarea şi diferenţierea principalelor tipuri de mediu se realizează *în funcţie de climă şi relief*. În mod special, factorii de climă sunt cei care impun vegetaţia şi fauna (ca factori biotici), determinând, totodată, şi gradul de intervenţie umană în peisaj (gradul şi modul de umanizare a peisajului). Ca urmare, tipurile de mediu se reflectă în mod deosebit *prin marile asociaţii vegetale* şi prin *nivelul de presiune umană*, sau prin ceea ce se cheamă ecosistem (pentru biologi) şi geosistem (pentru geografi).

Din cauza climei foarte variate şi mozaicate, dar şi în funcţie de relief (inclusiv moştenirile cuaternare) şi de influenţa antropică, mediile temperate, cu precădere cele de pădure, sunt dificil de caracterizat (fig. 99). „Totul aici este nuanţat, trecător, schimbător, ca un tablou de Monet sau o partitură de Debussy. Aceste medii sunt, în plus, profund umanizate, până într-atât încât de multe ori nu îţi mai dai seama cu certitudine dacă ele mai sunt naturale" (Demangeot, 1987, „Les milieux «naturels» du globe", p. 206).

Cu toate acestea, se pot contura următoarele tipuri de medii temperate: *pădurile boreale* sau *taigaua*, *pădurile de amestec şi foioase*, *preriile* şi *stepele*, *deşerturile temperate*, *mediile mediteraneene*, *mediile de munte* şi *mediile umanizate* (fig. 99).

5.2.3.1. Mediul taigalei sau al pădurii boreale

Mediul pădurii boreale se extinde *numai în emisfera nordică*[34] şi cuprinde 38% din pădurile Globului. Numele de taiga a fost dat de către ruşi întinsei păduri boreale situate în nordul continentului euroasiatic, începând din Scandinavia şi până la Pacific. Această denumire a fost ulterior generalizată şi pentru pădurile similare din America de Nord (aşa-numita pădure canadiană), ce se desfăşoară din sudul Peninsulei Alaska, trecând prin sudul Golfului Hudson până la Atlantic.

Pădurea boreală se dezvoltă în sudul fâşiei de tundră şi se compune din *conifere*: pin, molid, brad, uneori se întâlneşte şi mesteacănul. Relieful are altitudini dominant joase, de tip câmpie sau podiş nu prea înalt, deoarece mulează aşa-numitele *scuturi precambriene* (scuturile Baltic, Siberian şi Canadian).

[34] De aceea i se mai spune şi boreală.

Clima este temperat rece, cu *ierni care durează 5–8 luni*, dar precipitațiile solide sunt relativ reduse cantitativ, cu excepția fațadelor pacifice (nord-vestul Canadei) și atlantice (din Norvegia). Solul îngheață în timpul iernii până la mari adâncimi, rămânând în multe locuri înghețat și pe timpul verii (pergelisol), cu excepția părții de suprafață care se dezgheață (molisol). Din această cauză, vara apar numeroase *mlaștini* sau *terenuri noroioase*. Pe locurile mai joase, fluviile (Obi, Lena, Enisei din Siberia sau Mackenzie din Canada ș.a.) produc *revărsări* de mari proporții la începutul verii, acoperind suprafețe enorme. Tot în timpul verii, pădurea de conifere se aprinde cu ușurință de la fulgerele ce însoțesc furtunile convective, realizându-se *goluri* pe întinderi imense. Acestea sunt ocupate cu rapiditate de plop, salcie sau mesteacăn.

Solurile au fertilitate redusă, sunt puternic levigate și au culoare gri, de tipul *podzolului* (cenușă, în limba rusă). Ele se formează pe locurile mai bine drenate, iar conținutul lor redus în substanțe nutritive este dat de faptul că *descompunerea materiei se face foarte lent* și numai timp de câteva luni pe an. Humusul este brut sau incipient și acid; apare obișnuit deasupra unui orizont A, cenușiu. Acesta este format din nisip fin, din care argila și fierul au fost spălate și acumulate într-un orizont B.

Acolo unde mlaștinile persistă mai mult timp, de obicei nu cresc păduri, ci stuf, papură, salcie, mușchi și, în timp, se formează *turba*. Uneori, peste turbă se pot instala unele specii de arbori.

Fauna existentă reflectă mediul specific de viață. Este relativ *rară* și *adaptată frigului* prelungit de iarnă. Caracteristice devin mamiferele cu blana deasă; multe carnivore hibernează, alte animale parcurgând distanțe mari spre sud (erbivorele, păsările „migratoare"). O serie de specii din tundră se adăpostesc aici iarna, iar vara vin altele din pădurile de foioase. Specific acestui mediu este *ursul brun*. Un aspect deloc neglijabil pentru mediul uman îl constituie *prezența țânțarilor*, extrem de numeroși vara, din cauza întinselor suprafețe de apă și a mlaștinilor.

Caracteristica acestui mediu este dată de *monotonia* sa. Terenurile netede și mlăștinoase se îmbină cu pădurea rară de conifere, iar peste tot își fac simțită prezența țânțarii. Totuși, apar *diferențieri locale* importante între aspectul interfluviilor (dominate de pădure) și cel al văilor și depresiunilor (mlăștinoase). Varietatea peisagistică principală o impune însă adâncimea foarte diferită la care ajunge *dezghețul* de primăvară/vară. Pe alocuri, pergelisolul se dezgheață până la mari adâncimi sau chiar în totalitate (aici pădurea este mai înaltă și mai deasă); în alte locuri, dezghețul rămâne foarte superficial. *Creșterea bruscă a apelor* în luna mai (până la

10–20 m peste nivelul minim) şi declanşarea revărsărilor, a inundaţiilor şi a zăpoarelor este un alt fenomen specific şi de diversificare a peisajului.

Există diferenţieri şi la nivel regional, impuse de climă, prin cele *trei variante* ale sale: *oceanică* (de exemplu în Norvegia şi Alaska, în aceasta din urmă fiind ceva mai cald decât în prima), cu o medie a temperaturii de la -8°C la +13°–14°C şi precipitaţii de 1 200–1 300 mm/an; *continentală* (de exemplu arealul Arhanghelsk în Rusia, 64°N), cu temperaturi medii anuale cuprinse între -11°C şi +16°C şi precipitaţii de 540 mm/an; *continentală excesivă* (centrul Siberiei sau Athabasca, în Canada) cu temperaturi între -40°C şi +19°C (-71°C la Oimiakon, în Siberia) şi precipitaţii medii de 200 mm/an.

Diferenţieri regional-zonale se întâlnesc şi la trecerea spre formaţiunea de tundră, unde apare o *silvotundră* şi chiar *păduri galerii* (care avansează în interiorul tundrei), precum şi în sud, unde tranziţia se face în două moduri, în funcţie de precipitaţii: spre pădurea de foioase, printr-o *fâşie de amestec*, răşinoase cu foioase (cum sunt pădurile Moscovei, Amurului sau cele Laurenţiene), şi către stepă (spre preria canadiană sau spre stepa mongolă ş.a.), unde intermediar se formează *silvostepa*.

Se observă *diferenţieri şi între cele două continente*. Pădurea canadiană se situează predominant pe depozite superficiale de tipul celor formate sub calota glaciară (morena de fund), în timp ce în Siberia domină depozitele de tip periglaciar. În *Canada*, pădurea boreală coboară mult mai spre sud şi este dominată de lacuri şi turbă, în timp ce în *Siberia* domină mlaştinile.

Mediul de viaţă este destul de *aspru*, atât pentru animale cât şi pentru om. O serie de erbivore s-au adaptat condiţiilor vitrege de climă şi hranei sărăcăcioase (lăstăriş, seminţe, scoarţă, insecte etc.), predomină însă carnivorele. Pentru unele animale care vin *iarna* din tundră, aici mediul este oricum de supravieţuire. *Vara*, mediul pădurii boreale devine destul de favorabil şi pentru animalele care migrează dinspre sud.

Cu mult timp în urmă, omul a găsit aici un mediu bun pentru *vânătoare* şi *pescuit*, iar ulterior şi pentru *creşterea renilor*. Pe timp de iarnă, acest mediu devine extrem de dur. Agricultura este aproape imposibilă din cauza solurilor sărace şi foarte acide, precum şi din cauza perioadelor îndelungate cu zăpadă şi îngheţ.

Lumea industrială este totuşi atrasă de *marea bogăţie în lemn* a acestor locuri, de *unele minerale* şi chiar de resursele hidroenergetice. Lemnul este exploatat masiv, în special pentru celuloză şi hârtie. Peste 1/3 din exploatările de lemn de pe Terra se realizează în pădurile boreale din Rusia, Scandinavia şi Canada. S-au înfiripat şi alte puncte de *tip colonie*, pentru exploatarea unor minereuri, pentru vânătoare, *puncte militare* sau de *cercetare ştiinţi-*

fică, iar în Siberia au existat şi lagăre de deportare. Au luat naştere chiar *unele oraşe*, îndeosebi mici, s-au construit şi câteva căi de comunicaţie. Lucrările inginereşti întâmpină dificultăţi mari din cauza permafrostului, a ciclurilor de îngheţ – dezgheţ şi a inundaţiilor de primăvară. Este vorba de un *mediu subpopulat*, cu o antropizare de tip punctiform.

5.2.3.2. Mediul pădurilor de foioase (şi de amestec)

Acest mediu se dezvoltă într-un climat cu *precipitaţii tot timpul anului*, dar cu veri calde (şi foarte calde) şi cu ierni cu atât mai friguroase cu cât ne depărtăm de vestul continentelor euroasiatic şi american către est (fig. 99). Este *specific emisferei nordice*. În Europa, începe din Anglia şi sudul Scandinaviei, trece peste partea vestică şi centrală a continentului, până în centrul Ucrainei; de aici fâşia respectivă se subţiază foarte mult şi, prin sudul Munţilor Ural, se alungeşte peste sudul Siberiei până la jumătatea continentului asiatic, unde aproape dispare. Reapare în estul Asiei, în Peninsula Coreea, pe o mare suprafaţă în China şi în cea mai mare parte a Japoniei. Reapariţia mediului pădurii de foioase în estul Asiei este legată de influenţele Pacificului.

Dacă în Europa şi vestul Asiei acest mediu se întâlneşte aproximativ între paralelele de 43^0 şi 60^0N (în Asia numai între 52^0 şi 55^0N), în estul Asiei el coboară între 24^0 şi 50^0N. În America, mediul pădurilor temperate se dezvoltă ca o fâşie largă pe faţada atlantică a continentului, de la litoralul Golfului Mexic şi până în nordul Munţilor Apalaşi şi al Marilor Lacuri Laurenţiene (aproximativ între paralelele de 30^0 şi 49^0N). Către Pacific, mediul respectiv este situat ceva mai la nord, în lungul Cordilierei pacifice a Stâncoşilor (între 40^0 şi 58^0N), având şi un diverticol nordic, îndreptat spre est, în interiorul continentului (localizat aproximativ în provincia Alberta din Canada, la 53^0–59^0N).

În *emisfera sudică*, tipul acesta de mediu aproape nu există (fig. 99). Este întâlnit pe coasta pacifică din sudul statului Chile, în sud-estul Africii (Natal), în sud-estul Australiei, în Tasmania şi Noua Zeelandă (între 30^0 şi 45^0S).

Clima, la modul general, este deosebit de favorabilă dezvoltării pădurilor cu frunze căzătoare, chiar şi a unor tipuri de conifere. Condiţia este însă să existe şi suficientă apă, iar vegetaţia să prezinte o *mare adaptabilitate la alternanţa anilor ploioşi cu cei secetoşi*, precum şi la anumite condiţii locale (de rocă, expunere, pantă etc.). În mare, clima se află sub influenţa latitudinii şi a vânturilor de vest, respectiv *sub influenţa deplasării ciclonilor tropicali şi subpolari*. Există *patru anotimpuri*, dintre care două extreme – veri calde şi ierni friguroase, dar cu zăpadă multă, ceea ce face ca solul, în general, să nu îngheţe.

De aceea, în afara caracterului „temperat", care reprezintă o medie mai mult teoretică, această climă se remarcă prin *schimbări frecvente şi uneori bruşte de vreme*, prin alternanţe neperiodice de zile şi luni ploioase cu altele secetoase, prin ani foarte ploioşi şi alţii săraci în precipitaţii. În România, dar şi în alte ţări (chiar în Franţa), agricultorii parafrazează astfel de situaţii prin sintagme de felul: „anul grâului", „anul strugurilor", „anul cartofului", „anul prunelor" etc. Este vorba de ani în care condiţiile meteorologice au fost foarte favorabile acelei culturi şi defavorabile altora. *Iarna*, aici stagnează aer polar. Anotimpul acesta se caracterizează prin zile scurte şi reci, cu vreme frumoasă şi relativ uscată, cu îngheţ frecvent, dar nu prea puternic, cu zăpezi care pot persista până la două luni. *Vara* însă, zilele sunt foarte lungi şi calde (o medie de 15^0–20^0C).

Precipitaţiile cad tot timpul anului, cu o medie de 550–1 200 mm. În timpul verii cad mai multe ploi, datorită aerului tropical oceanic ce determină averse torenţiale de convecţie (mai ales în cadrul climatului continental). În cazul climatului oceanic, frecvenţa ploilor este mai mare iarna. Totuşi, pe tot parcursul anului ajung aici *fronturi calde şi reci*, fapt ce implică precipitaţii cu o repartiţie foarte neregulată. În anii secetoşi, multe culturi sunt salvate prin *apa înmagazinată în prealabil în solul profund* şi în stratul subiacent de dezagregări. Dacă şi această apă este consumată, atunci culturile sunt compromise în totalitate.

Solurile sunt *brune* de pădure şi mult mai fertile decât podzolurile din taiga, deoarece au un grad mai redus de levigare. Totodată, frunzele căzute toamna se descompun lent, mai ales sub zăpadă, unde nu îngheaţă şi există o umezire permanentă. Se formează un *humus finisat*, bine amestecat cu minerale în orizontul A. De asemenea, solurile sunt *profunde şi bogate* în elemente interschimbabile, deoarece s-au format nu direct pe roca în loc, ci pe o pătură de dezagregări periglaciare, pe nisip, pietrişuri sau loess, care conţin astfel de elemente. Orizonturile A şi B sunt puţin diferenţiate. Există şi două varietăţi extreme de sol: unul mai levigat (în climatul oceanic, de obicei sub stejar), cu un orizont A având o nuanţă spre bej mâlos, şi unul podzolic, întâlnit în sectoarele cu un continentalism mai pronunţat şi sub păduri de amestec fag – conifere. Orizontul A este cenuşiu, iar cel B, mai ruginiu (datorită prezenţei oxizilor de fier). Diferenţieri locale importante în orizontul de sol sunt impuse de roci, expoziţia versanţilor, pantă şi drenaj.

Vegetaţia specifică este cea de pădure cu frunze căzătoare în anotimpul rece, dominată de *stejar* şi *fag*. *Bogăţia speciilor* este cu mult mai mare decât în mediul boreal, cauza fiind amestecul impus de oscilaţiile climatice cuaternare. Formaţiunile vegetale prezintă o *stratificare complexă*, în care

se pot deosebi arborii înalți, arbuștii și stratul inferior. Acesta din urmă înflorește primăvara, când razele solare pătrund până la sol. Arborii care domină sunt diferitele tipuri de stejar, castan, fag, carpen, ulm, frasin, arțar, plop, salcie, anin, iar dintre arbuști, alunul, cornul ș.a. Apar și conifere precum pinul, bradul, tisa, în special în părțile mai reci și mai umede. Adesea se formează *asociații* de câte 2–3 specii dominante, care pot fi impuse de rocă, de expunerea versantului, de sol, de gradul de drenaj etc. Așa sunt, de exemplu, asociațiile de cer și gârniță, de salcie și anin, care urmează cel mai adesea râurile. În părțile mai reci și în etajul montan de tranziție, fagul se întâlnește în amestec cu coniferele.

Acest mediu vegetal a suferit o defrișare acerbă și în general apare astăzi puternic transformat din cauza intervenției antropice.

Fauna este destul de bogată datorită resurselor mari de hrană, dar mult mai redusă în prezent din cauza antropizării puternice a acestui tip de peisaj. Specifice sunt o serie de erbivore, carnivorele găsindu-se aici în număr tot mai redus, la fel și omnivorele (ursul brun). Se mai întâlnesc: rozătoare, multe insecte fitofage, animale insectivore (în special păsări), precum și o bogată pedofaună.

Dintre erbivore, cele mai cunoscute sunt *cerbul* și *căprioara*; dintre carnivore, *lupul, vulpea, nevăstuica, râsul, bufnița* și *eretele*, iar dintre insectivore, numeroase specii de *păsări*, *lilieci*, *arici* ș.a. Mai pot fi amintite ca reprezentative *mistrețul* sau chiar *iepurele*, dar și o serie de animale dispărute, ca *zimbrul* și *bourul*.

Intensitatea vieții este determinată de mersul temperaturilor. În timpul verii, toate etajele pădurii sunt bine populate (aici venind și multe păsări migratoare), pe când iarna majoritatea animalelor care rămân se refugiază în sol sau la nivelul solului. Acest ritm al temperaturilor, combinat cu factorii locali (în special de relief), conduce la o *adaptare specifică* a viețuitoarelor, de unde a rezultat o *diversificare regională a faunei*, inclusiv diferențieri între continente.

Relieful acestui mediu este de altitudine joasă. Domină *câmpiile* și *podișurile*, iar în munți el se dezvoltă obișnuit sub 1 000 m altitudine. Tipice sunt spațiile europene, fațada orientală a Americii de Nord și o parte din fațada orientală a Asiei, incluzând cu precădere China.

Specificul reliefului, din unghiul de vedere al mediului, constă dintr-o *dublă moștenire*. Este vorba, pe de o parte, de *suprafețe și niveluri de eroziune*, de obicei tropicale, iar pe de alta, de *reliefuri cuaternare*, modelate alternativ în faze periglaciare și temperate.

De la relieful cuaternar (modelat în timpul fazelor periglaciar-glaciare şi al celor temperate) s-au moştenit atât *depozite superficiale variate*, cât şi reliefuri, între care o *densitate mare de văi* bine adâncite, *versanţi relativ stabili*, de multe ori ajunşi la profil de echilibru, *reliefuri colinare* variat rotunjite şi *reliefuri de acumulare*.

Depozitele superficiale sunt reprezentate prin straturi groase de *dezagregări periglaciare*, depuneri de tip *loess*, dar şi prin *morene* glaciare, cu toată gama lor de forme (morene de fund, frontale, depozite fluvio-glaciare), precum şi prin relieful *fluvio-glaciar*. Aşa se prezintă arealele Scandinaviei sudice, o bună parte din Germania nordică şi Polonia, dar şi regiuni mai sudice (între aproximativ 40^0–50^0N), foste zone periglaciare, situate până la sud de Paris, România etc. Aceeaşi situaţie se întâlneşte în America de Nord, unde sedimente glaciare şi depozite periglaciare apar până mult în sudul Marilor Lacuri.

Morfogeneza cea mai activă a existat aici *în condiţiile de tundră din timpul glaciaţiunii cuaternare*, când râurile cărau multe pietrişuri şi creau văi largi, pe care le pardoseau cu aluviuni. Atunci s-au nivelat multe dintre podurile foarte largi de terase, iar versanţii sufereau o intensă modelare, până la atingerea unor profile care puteau menţine o pătură de dezagregări. Pe aceasta s-au format ulterior solurile. *Versanţii actuali sunt, în consecinţă, moşteniţi.*

Deşi densitatea fragmentării prin văi este puternică, în *condiţiile naturale actuale* (de pădure) eroziunea este mult încetinită, drenajul superficial este redus, o mare cantitate din precipitaţii infiltrându-se cu uşurinţă în stratul de frunze, în sol sau în dezagregările vechi, periglaciare.

Procesele de eroziune şi deplasările de mase devin efectiv active numai în urma defrişărilor sau în anumite condiţii locale, multe provocate de om. În rest, păturile tampon (pădure, sol, pătură de dezagregări) impun o *evoluţie lentă*, în echilibru, a peisajului. Precipitaţiile se infiltrează în aceste straturi, menţinând o umiditate permanentă, care conduce la un proces lent, dar continuu, de dizolvare. Este specific faptul că *domină dizolvarea* şi foarte puţin descompunerea chimică. Apele acumulate subteran alimentează *numeroase izvoare* limpezi, care întreţin o *hidrografie constantă* (fig. 101).

Văile râurilor, în cele mai multe cazuri, au lunci largi, care, spre deosebire de alte zone (de exemplu, cea mediteraneană), se diferenţiază net de albiile minore. În lunci au loc *inundaţii bruşte*, care pot apărea în toate anotimpurile, în funcţie de mersul momentan al ariilor ciclonale, în timp ce aşa-zisele *ape-mari*, cu regim periodic, rămân în limitele albiilor minore. În regimul climei continentale, cu alimentaţie pluvio-nivală, *nivelurile râurilor* ating maximul în martie – aprilie, pe când în cel oceanic, în februarie.

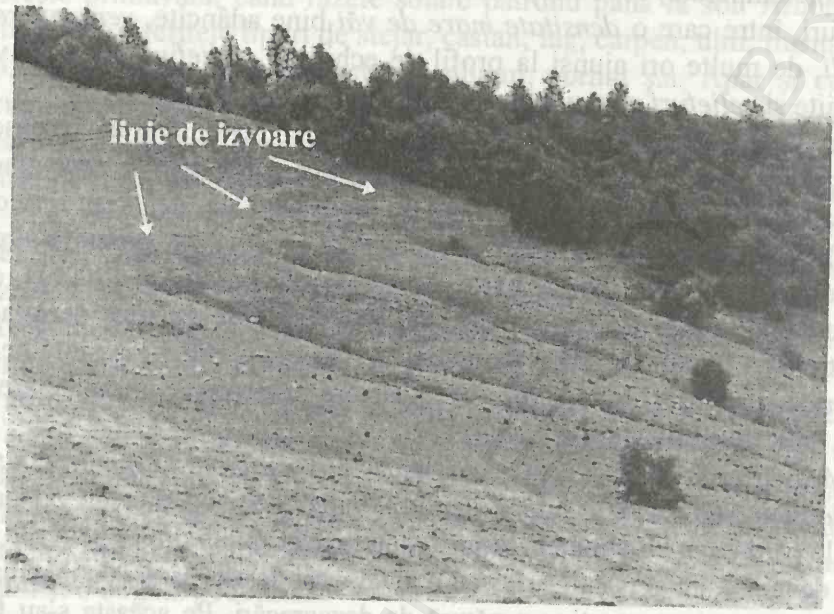


Fig. 101. Linie de izvoare pe versantul muntelui Cozia (foto Posea).

Diferențierile apărute în urma antropizării acestui mediu sunt foarte mari și ele se observă, de exemplu, nu numai de la un versant la altul, ci pe porțiuni și mai restrânse, în funcție de rocă, pantă, expunere, mod de utilizare a terenurilor etc. Se poate spune că relieful acestui mediu a fost la origine foarte stabil, dar o dată cu antropizarea s-a diversificat foarte mult.

Varietățile mediului temperat forestier antropizat se vor referi, bineînțeles, la cele generalizate, deoarece realitatea este foarte diversificată. Spre deosebire de pădurea boreală, cea temperată a fost puternic umanizată încă din Antichitate. Aici s-a născut așa-numita „civilizație a lemnului". În prezent arealele cele mai dens populate ale Globului se suprapun, cu excepția Indiei, tocmai acestui tip de mediu natural. Pot fi enumerate: Europa, America de Nord, China și Japonia. Datorită densei populări, mediul inițial a fost transformat aproape în totalitate, o oarecare excepție făcând, în multe locuri, mediul montan al acestei zone.

- Omul a intervenit, înainte de toate, prin **defrișări** (cu diferite urmări) și, în al doilea rând, prin realizarea unor noi *geosisteme natural-antropice* sau total antropizate. Defrișarea s-a efectuat prin tăiere sau ardere.

Cele mai timpurii defrişări au avut loc în China, iar apoi în Europa, cu precădere în Occident. Despăduririle din China au fost aproape totale, o anume excepţie făcând-o regiunea colinară din SE. În Europa vestică şi centrală s-au păstrat anumite suprafeţe împădurite pentru vânătorile regale sau ale nobililor. Mai recentă este despădurirea din America de Nord, unde au mai rămas încă areale întinse acoperite cu pădure, cum sunt cele din Apalaşi.

- În urma despăduririlor au pătruns **arăturile**, transformând locurile respective în câmpuri larg deschise, cunoscute sub numele de *openfield*. În alte părţi apar unele compartimentări, cu boschete sau alte forme de delimitare, numite în Franţa temperat-oceanică, *bocage*[35]. În aceste situaţii, în locul întinselor spaţii cu pădure omul a creat noi *geosisteme antropizate*, la care se adaugă, pe de o parte, *sate* şi *oraşe*, dar în unele locuri au rămas şi rare *petice de pădure*.
- Există şi situaţii, întâlnite pe suprafeţe mai reduse, când, după despădurire, a apărut o **vegetaţie secundară**, *tot naturală*, dar *o alta decât cea iniţială*. Astfel, fagul a cedat locul gorunului sau altor specii de stejari. Castanul comestibil a fost introdus de om în multe locuri, de exemplu, în România, la Baia Mare, în Oltenia (zona Tismana) sau în oraşe (Bucureşti); castanele erau mult căutate în Europa înainte de pătrunderea cartofului. La fel s-au răspândit în teritoriul ocupat de foioase şi unele răşinoase, repede crescătoare, ca anumite genuri de pin.
- Cel mai nefast mediu, ca efect al despăduririlor, îl prezintă **terenurile degradate**. Ele sunt specifice dealurilor şi părţilor joase montane despădurite în mod haotic. Suprafeţe mari, dominate altădată de gorun sau fag, au căzut pradă torenţialităţii şi/sau alunecărilor. În locul pădurii s-a instalat stepa secundară, suprapăşunată, cu boschete de arbuşti spinoşi, mărăcini, cu soluri tot mai puternic erodate, afectate de ravene şi torenţi. Pentru vestul Europei, cu climat oceanic, în această situaţie se găsesc dealurile şi munţii joşi din Anglia, iar în climatul continental, unde ploile sunt mult mai neregulate, pot fi daţi ca exemplu Subcarpaţii, apoi Podişul Transilvaniei ş.a. În general, acest tip de mediu – de deal şi munte jos – nu se află într-un echilibru stabil decât acoperit de pădure. Transformat în teren agricol, el are totdeauna un *echilibru precar*. Cu toate măsurile agrotehnice luate, cum ar fi terasările, chiar foarte bine executate, solul şi panta solicită o întreţinere permanentă, altfel se trece repede la o stare de subechilibru şi la degradare.

[35] crâng, tufăriş.

5.2.3.3. Mediul montan al regiunilor temperate

Mediul montan al regiunilor temperate, la nivel global, este reprezentat prin cele două mari lanțuri muntoase: *Cordiliera americană* și *lanțul alpino-himalaian*, între care există asemănări dar și deosebiri.

Cordiliera americană formează, prin poziția (la marginea continentului) și dispunerea sa (N–S), un baraj oroclimatic continuu în fața vânturilor de vest (pe sectoarele climatelor temperate). Din acest punct de vedere, lor li se pot adăuga și Alpii din Noua Zeelandă. Sectoarele temperate ale acestei cordiliere sunt în nord Alaska până la Sierra Nevada și, în sud, Anzii chilieni.

Ca urmare a acestei poziții și a unității frontului montan, *fațada pacifică* temperată va primi precipitații foarte bogate, condiții în care pădurea va crește viguroasă, dominând foioasele, dar și coniferele înalte – secvoia, pinul Douglas (în America de Nord) sau araucaria în Chile. Munții, fiind destul de înalți și cu precipitații abundente, au deasupra un etaj cu ghețari și zăpezi. *Fațada estică* a aliniamentului muntos trece aproape brusc la un climat continental arid, uneori ajungându-se până la deșert (de exemplu, Valea Morții din Statele Unite). Dintre munții cu fațadă pacifică citãm: catena Alaska, Munții Coastei, Cascadelor, Sierra Nevada (în nord) și Anzii chilieni (limitați la nord de deșertul Atacama – între 10^0 și 30^0S – și vegetația de tip mediteranean – între 30^0 și 35^0S).

Lanțul alpino-himalaian este diferit de primul atât ca structură, cât și ca poziție și orientare. Ca structură, prezintă discontinuități, alternând lanțuri alpine cu masive hercinice (regenerate în orogeneza alpină), cu depresiuni, podișuri și câmpii. Ca dispunere se direcționează în mare vest-est, adică paralel cu vânturile de vest și se află aproape în totalitate în zona temperată, inclusiv în cea mediteraneano-subtropicală.

În acești munți, foarte complecși și cu înălțimi variabile, apar mult *mai multe diversificări* locale și regionale impuse în principal de gradul de expunere față de vânt, față de Soare (poziție care generează fenomenul numit *fața* și *dosul* muntelui), de adăpostul pe care îl oferă unor unități joase și de etajarea, care devine mult mai specifică pe anumiți versanți.

- *Expunerea față de vânt* a versanților nu mai este uniformă, ca în cazul cordilierei americane. Fiecare masiv sau versant și fiecare aliniament muntos (de obicei restrâns) are altă orientare față de vânt, la care se adaugă suprafețele diverse ca înclinare, înălțimea și forma muntelui. Munții Locvei. din sud-vestul României, de exemplu, sunt depășiți cu ușurință de vânt, în raport cu Munții Făgăraș sau Retezat, unde vânturile se izbesc de abrupturile lor masive, producând ploi mai abundente.

- *Expunerea față de Soare* provine din faptul că razele solare cad în zona temperată perpendicular pe suprafețele sudice (chiar și pe cele sud-vestice și sud-estice), dar pot trece paralel față de versanții orientați către nord. Diferența de căldură primită este astfel foarte mare. De aici și noțiunile de *fața* (însorită) și *dosul* (umbrit) muntelui. Cu toate acestea, în stare naturală, ambii versanți sunt acoperiți de pădure. Deosebiri mari încep să apară atunci și acolo unde a pătruns periodic sau s-a localizat omul, unde s-au făcut defrișări, ca de exemplu în Munții Apuseni și, de fapt, în majoritatea munților europeni, în etajul cu foioase. În acest caz, procesele erozionale devin extrem de active pe versanții sudici (expuși insolației), care au fost în fapt primii și cei mai puternic despăduriți. Asemenea situații sunt rare în munții americani, în cei japonezi și chiar în bună parte din munții Chinei, unde prezența umană este mai redusă. Cele mai agresive „umanizări" și cele mai timpurii se remarcă însă în zona mediteraneană, care reprezintă un alt subtip.
- *Poziția de adăpost* este specifică multor locuri din lanțul alpino-himalaian, datorită atât unei fragmentări puternice (se intercalează numeroase depresiuni și chiar câmpii), dar și deselor schimbări de poziție a masivelor față de vânturile de vest, sau chiar față de alte vânturi periodice sau semipermanente. Un exemplu îl constituie multele depresiuni din Carpați, dar și unele podișuri externe, față de care Carpații barează sau nu venirile de mase de aer vestic, oceanic. Aceste vânturi devin, totodată, tot mai aride spre est. Între efectele de maximă ariditate se citează adesea Câmpia Țungariei din China. Aceasta stă la adăpostul munților din Asia Centrală datorită cărora a devenit un deșert, deși se află la aceeași latitudine cu Alsacia, din Franța, adăpostită și ea de Munții Vosgi. Aceasta din urmă fiind mult mai aproape de Atlantic (800 km, față de 6 500 km pentru Țungaria), primește însă suficiente precipitații. Revenind la România, chiar și multe depresiuni subcarpatice, datorită poziției lor de adăpost, primesc o cantitate mai mică de ploi față de dealurile din jur.
- *Etajarea*, respectiv formarea de etaje climatice și de vegetație (în fapt, sunt etaje morfoclimatice, fiind impuse de relief și de climă), rezultă din scăderea temperaturii aerului și creșterea precipitațiilor în altitudine. Acest fenomen se întâlnește și în climatele de la latitudini calde, unde etajele poartă denumiri „climatice" (caliente, templada, fria, gelada – în Mexic). În zonele temperate, etajarea se referă mai ales la vegetație: etajul foioaselor (cu subetajele stejar, gorun, fag), ce urcă până la cca 1 200 m, etajul coniferelor (până la cca 1 800 m), etajul alpin (cu tufișuri de

jneapăn, ienupăr, stepă alpină, turbării pe locuri orizontale, lipsite de drenaj etc.), etajul glaciar (cu circuri şi câmpuri de névé, dar şi cu limbi glaciare ce coboară în etajul coniferelor) şi etajul supraglaciar, al crestelor şi vârfurilor alpine (măcinate de îngheţ – dezgheţ şi de eolizaţie).

Pentru zonele temperate se manifestă totodată mai puternic cele două legi ale eroziunii montane: *legea efectului pantei* şi *legea subordonării etajelor*. Aceste legi, dar mai ales ultima, diversifică mult mediul etajelor respective. Efectul pantei accelerează puternic evacuarea materialelor de pe versanţi (prin prăbuşiri, alunecări, torenţi, evacuarea rapidă a aluviunilor etc.), împrospătând permanent (cu precădere în anotimpurile calde) expunerea rocilor de pe versanţi faţă de dezagregare şi alterare. Se ajunge la o medie de denudare de cca 200 m^3/km^2/an. Acest factor ce ţine de relief (panta) trece înaintea eroziunii „climatice". Cât priveşte legea subordonării etajelor, ea se referă la influenţa etajului superior asupra celor inferioare lui. Limbile glaciare, de exemplu, coboară şi transportă morene în etajul pădurii; regimul de scurgere (deci transportul şi eroziunea) este influenţat periodic de momentul topirii zăpezilor şi al gheţarilor; fundul văilor primeşte materialul adus din etajele superioare, adaptându-şi forma şi panta la această solicitare etc.

Tot pentru munţii din zona temperată apare şi problema *moştenirii reliefurilor vechi din timpul fazelor glaciare*. Cu aproximaţie, limita zăpezilor veşnice se regăsea în Würm cam la 1 800 m altitudine (fundul circurilor celor mai joase, după A. Penck), deci cu cca 1 000–1 200 m mai jos decât în prezent. Ca urmare, peisajul actual situat la peste 1 800 m se suprapune fostului etaj glaciar, iar peisajul de pădure existent azi sub 1 800 m s-a format pe etajul periglaciar, la care se adaugă morenele şi văile glaciare. În Alpi, morenele şi limbile glaciare coborau până la 500–1 000 m, iar în Carpaţi rămâneau suspendate mai sus, între 800 şi 1 600 m.

Aici a existat deci în cuaternar *un joc în altitudine al etajelor montane*, care coborau în fazele glaciare şi urcau în timpul interglaciarelor. Peste etajele actuale, ce au preluat aceste moşteniri, s-au suprapus în perioada istorică şi unele *activităţi ale omului*. De aceea, mediile din etajele montane temperate sunt atât de complexe şi mai variate, iar în cazul despăduririlor, pătura dezagregărilor şi a alterărilor periglaciare, pe care s-au suprapus solul şi pădurea, poate fi degradată cu mare uşurinţă prin efectul legii pantei.

În România, regula etajării de tip montan se degradează de la masivele alpine, de peste 1 800–2000 m, către cele joase, cum sunt Munţii Locvei, sau

cei similari lor, şi Munţii Măcinului, cărora le lipsesc etajele superioare şi deci, şi influenţele acestora către în jos.

În cadrul mediului montan temperat a apărut, mai ales în Antichitate şi în Evul Mediu, un surplus de populaţie în raport cu potenţialul local. De aceea, de aici au pornit multe migraţii către regiunile joase, efectuate în grupuri mici şi paşnice, sau sub formă de năvăliri războinice.

5.2.3.4. Mediile de prerie şi stepă

Aceste tipuri de mediu apar sub forma unor întinse formaţiuni ierboase, bine închegate, ocupând de cele mai multe ori suprafeţe netede, orizontale. Preria şi stepa se dezvoltă sub un *climat temperat continental*, cu precipitaţii cuprinse între 1 000 şi 300 mm, trecând prin două diminuări anuale ale ciclului vegetal, în timpul iernii şi pe perioada secetoasă de la sfârşitul verii, după care urmează o reînverzire de toamnă.

De la un continent la altul, această formaţiune de vegetaţie cunoaşte mai multe denumiri, care surprind inclusiv aspectul de ansamblu al peisajului: stepă, prerie, pampa. Noţiunea de **stepă** provine din limba rusă (*stepa*) şi latină (*stipa*), referindu-se la fâşia ce se dezvoltă în Ucraina. În Ungaria este cunoscută sub numele de **pustă**, iar în sud-estul României apare sub denumirea de **bărăgan**. În America de Nord, formaţiunea ierboasă specifică Marilor Câmpii poartă numele de **prerie** (din latină, *pratum*), fiind intens folosită pentru creşterea cirezilor de vite sau transformată agricol. În Argentina acest peisaj este cunoscut ca **pampa**, întinsuri ierboase pentru care a devenit specifică imaginea păstorilor călare, „gauchos" (echivalentul „cowboylor" preriei americane).

Uneori se face o oarecare diferenţiere între cei doi termeni consacraţi: stepă şi prerie. Astfel, ierburile din prerie ar fi mai dese, constituind o formaţiune „închisă", în timp ce stepa ar fi reprezentată prin ierburi mai rare, fiind o formaţiune „deschisă", cu numeroase goluri, ca rezultat al unui climat temperat-continental mai secetos.

De cele mai multe ori însă, termenii respectivi sunt consideraţi a fi sinonimi, pe baza faptului că în toate cazurile se observă o aridizare a climatului temperat pe măsură ce înaintăm spre interiorul continentelor. Verile devin mai călduroase, iernile mai friguroase şi mai lungi, precipitaţiile se reduc treptat, iar vegetaţia este tot mai scundă şi mai rară. Acesta este şi motivul pentru care pădurile de foioase şi amestec din vestul continentelor (al celor nordice în special) se răresc spre est, apărând apoi în pâlcuri despărţite de suprafeţe ierboase tot mai largi (**silvostepa**), pentru ca în final să cedeze complet locul **stepei**. Ea este dominată la început de ierburi înalte şi dese, care devin însă tot mai rare şi mai scunde cu cât scade

cantitatea de precipitații, făcând treptat loc **stepei aride**, cu pâlcuri ierboase rare și tufăriș, iar apoi **deșertului temperat**. În condițiile actuale, în care omul a modificat aproape complet peisajul stepei naturale, s-ar impune și termenul de **stepă cerealieră**, cultivată extensiv și intensiv cu cereale, plante, la origine, tot de stepă.

Se ridică, de asemenea, *problema diferențierii acestui tip de mediu de altele, relativ similare*. În raport de *tundră*, stepa temperată este lipsită de pergelisol și molisolul de vară, de înmlăștiniri și tot cortegiul de fenomene legate de înghețul în adânc al solului. Față de *savană*, stepa se deosebește prin înălțimea mai mică a ierburilor, prin lipsa arborilor, cât și prin faptul că în cadrul ei intervin două întreruperi ale ciclului de vegetație (iarna și la sfârșitul verii). Diferențe există și în raport cu *stepa semiaridă*, prin prezența în cadrul stepei temperate a unui înveliș ierbos neîntrerupt și a unei țesături continue a rădăcinilor în sol.

Răspândirea stepei temperate se face printr-o *fâșie euroasiatică*, dispusă est – vest, din Ungaria (pusta maghiară), peste Ucraina și Rusia, până în Mongolia. Această fâșie mai poartă denumirea de *stepa ruso-siberiană*. Ea este întreruptă în vest de prezența Carpaților, reapărând în Bărăgan și nordul Mării Negre, de unde rămâne o fâșie continuă, impusă prin continentalizarea climei.

Preria nord-americană ocupă marile câmpii din Canada și Statele Unite, desfășurându-se ca o fâșie dispusă de la nord spre sud, în spatele aliniamentului muntos al Stâncoșilor. Ariditatea acestor ținuturi reprezintă o consecință a barajului orografic, care impune formarea unui vânt de tip foehn – chinook-ul – care duce la ridicarea bruscă a temperaturii în câmpie cu până la 10–15^{0}C.

În *America de Sud*, stepa apare în regiunea numită La Pampa din estul Argentinei și sudul Uruguayului. Condițiile climatice din această parte australă, ca și în cazul celorlalte (Africa), au caractere mai mult subtropicale, cu ierni lipsite în general de zăpezi sau geruri și cu ploi în tot cursul anului. Clima se apropie de cea subtropicală de tip chinez, fapt ce ridică întrebarea de ce nu apar aici păduri. Explicația ar consta în faptul că pădurea a fost arsă de către indigeni (cu mult înainte de venirea europenilor), pentru a obține terenuri de pășunat, favorizând treptat instalarea stepei înalte (la fel și în estul Americii de Nord).

În *Africa*, stepa apare în regiunea High Veld, între Orange și Vaal (Africa de Sud).

Peisajul de stepă este deschis, aerat. Primăvara și la începutul verii, înflorirea gramineelor îl umplu de culoare, iar la sfârșitul verii el devine auriu

sau roşcat. Uniformitatea mare a întinderilor stepice este întreruptă, acolo unde această formaţiune se află în stare naturală, numai de verdele arborilor din lungul văilor largi (dar care nu formează păduri de tip galerie).

În funcţie de cantitatea de precipitaţii, se întâlnesc trei **tipuri de stepă** naturală: *înaltă, scundă* şi *mixtă*. Intervenţia omului a adăugat acestor tipuri *stepa cultivată*, care începe să cuprindă teritorii tot mai vaste, în defavoarea celorlalte.

- **Stepa (preria) înaltă**, cunoscută uneori şi sub numele de prerie propriu-zisă, se dezvoltă sub un climat temperat mai umed, cu precipitaţii cuprinse între 700 şi 1 000 mm/an, respectiv la contactul cu pădurea de foioase sau cu cea mixtă. Este adesea o **silvostepă**, fiind presărată cu pâlcuri de pădure. Cuprinde două categorii de ierburi. În primul rând *graminee înalte*, ce înfloresc la începutul verii, pentru ca la sfârşitul acestui anotimp să se ofilească şi să reînverzească încă o dată toamna. Uneori pot atinge 2 m înălţime, iar rădăcinile ajung până la 2,5 m adâncime. Sub aceste graminee solul este *brun-roşcat*, cu un orizont A, de stepă, şi unul B, de pădure, respectiv argilos. În adâncime apare şi un orizont carbonatic. A doua categorie de ierburi o formează *criptofitele* şi *geofitele*, care răsar şi înfloresc brusc în timpul primăverii.
- **Stepa mixtă** urmează, ca fâşie, celei anterioare şi se caracterizează prin prezenţa ierburilor înalte şi a unora scunde (de cca 30–40 cm). Totuşi, acest tip de mediu nu se întâlneşte în pampa argentiniană şi nici în veldul sud-african. Precipitaţiile scad cu 1/3, fiind de 450–750 mm/an, zăpada se topeşte mai devreme, verile sunt mai călduroase, dar totuşi umede. Este mediul în care se formează cel mai fertil sol – *cernoziomul*, în condiţii pedogenetice specifice: lipsa levigării pe profil (nu există orizont B, argilos); activitate aproape continuă a microorganismelor în sol, dar mai ales vara, când solul este cald şi umed; umezeală crescută primăvara, prin topirea zăpezii, impulsionând explozia sezonului vegetal; sol bine aerat prin mulţimea rădăcinilor şi activitatea animalelor; funcţionează bine atât percolarea apei pe profil, cât şi ridicarea ei prin capilaritate; bogăţia materiei organice atât din partea aeriană, cât şi prin intermediul putrezirii rădăcinilor (care cuprind 4/5 din totalul materiei organice din domeniul stepei). Materia organică este cu rapiditate transformată în humus care se acumulează într-un orizont A, cu grosimi de peste 1 m, unde se formează multe baze interschimbabile. Cernoziomul este, într-o oarecare măsură, opusul solurilor tropicale, puternic levigate şi sărace în humus.

- **Stepa scundă** se dezvoltă în condiții de aridizare a climei (precipitații medii cuprinse între 300–400 mm/an), când ierburile nu mai pot depăși 30 cm. Domină graminee precum *Stipa ucrainica, capillata* ș.a., *Festuca valesiaca, Agropyron cristatum* etc., cât și dicotiledonate ca *Salvia, Centaurea orientalis, Campanula sibirica, Euphorbia stepposa, Thymus pannonicus* ș.a.

  Stepa este mai puțin continuă, tinzând spre tipul semiarid. Rădăcinile sunt mai scurte și mai puțin dense, solul mai sărac în humus și îmbogățit în carbonați ce nu mai pot fi spălați în totalitate din profil. Decarbonatarea diminuând, humusul nu mai este atât de închis la culoare. Este vorba de *solurile bălane*, în care orizontul de acumulare a calcarului se apropie de suprafață, făcând trecerea spre tipul crustelor calcaroase din semideșerturile temperate. În locurile joase se pot acumula prin spălare săruri alcaline, formând *soloneturi*. Văile largi sunt însoțite de zăvoaie de luncă.
- **Stepa cultivată (cerealieră)** este un ecosistem nou, rezultat al selecției antropice a anumitor graminee, ameliorate continuu ca producție de semințe. Începutul acestui proces poate fi stabilit în Mesopotamia, în anii 6800 î.Hr., când a început semănatul orzului și al grâului. Agricultura s-a extins cu rapiditate în jurul Mării Caspice, înaintând spre Bosfor și pe valea Iordanului, ajungând în Egipt după 2800 de ani.

  Aproximativ în același interval de timp, amerindienii încep cultivarea porumbului, iar în sud-estul Asiei se dezvoltă culturile de orez. Această primă diviziune a muncii și dezvoltarea agriculturii, ce a impus sedentarizarea populațiilor migratoare din spațiul stepei au stat la baza înfloririi marilor civilizații antice. Creșterea continuă a numărului de locuitori a determinat o extindere treptată a stepei cultivate în detrimentul stepei naturale și chiar în interiorul spațiilor ocupate de pădurile temperate, defrișate prin ardere. Astfel, nu numai stepa inițială ucraineano-siberiană a fost transformată în câmpuri de grâu, orz, porumb etc., ci și spațiile de dealuri joase și câmpie ale Europei, acoperite inițial cu păduri de foioase. Culturile de cereale au devenit principalul suport alimentar al omenirii, solurile de aici fiind însă puternic periclitate de degradare, poluare cu îngrășăminte chimice sau de consecințele încălzirii climatice, care determină aridizarea climei.

Solurile din stepa tipică, nordică, s-au fixat pe acumulări morenaice sau pe loess, fiind dominate de *cernoziom*. Acesta reprezintă solul cel mai profund – bine aerat datorită rădăcinilor și a unor animale tericole (mai ales rozătoare: marmote, hamsteri, șoareci etc., ce hibernează în vizuini) – și

foarte fertil, fiind bogat în azot rezultat din descompunerea gramineelor. Orizontul A poate depăşi chiar 1,5 m în grosime, având culoare neagră datorită prezenţei unui humus bogat şi de bună calitate. O importanţă deosebită o are alternanţa dintre coborârea gravitaţională a apei pe profil (percolaţie) şi ridicarea ei prin capilaritate, fenomen ce exclude levigarea, favorizând acumularea humusului bogat în nutrienţi. Îndepărtarea armăturii naturale a rădăcinilor gramineelor şi înlocuirea ei cu cea rară şi firavă a plantelor cultivate fac ca acest sol să devină vulnerabil la degradare. Astfel, în perioadele secetoase, solul arat şi rămas neprotejat poate fi uşor spulberat de vânt sau erodat în timpul ploilor torenţiale, mai ales când arătura se face în lungul pantei.

Cu cât înaintăm spre domeniul forestier, solurile se schimbă, orizontul A se reduce, apare un orizont B de acumulare a argilei spălate pe profil, iar depunerile calcaroase se fixează la adâncimi tot mai mari, până când dispar, fiind îndepărtate în totalitate prin percolaţie. Spre zonele semiaride şi aride are loc, de asemenea, o reducere a orizontului A, culoarea sa devenind tot mai brun-cenuşie, datorită acumulării de carbonaţi. Se adaugă prezenţa sărăturărilor şi chiar a solurilor puţin profunde şi cu foarte mult schelet, în sectoarele din ce în ce mai aride.

Vegetaţia de stepă este dominată de graminee (*Stipa, Festuca, Poa, Agrropyrum* etc.) şi dicotiledonate (*Salvia, Centaurea, Campanula* ş.a.). Uneori apar şi arbuşti de stepă, ca măceşul (*Rosa spinosa*), porumbarul (*Prunus spinosa*), migdalul pitic (*Amigdalus nana*) ş.a. Plantele dezvoltă o masă mare de rădăcini (60–95% din masa totală), care fixează puternic solul, dându-i o mare coerenţă. Pe de altă parte, masa ierburilor moare în fiecare iarnă şi contribuie astfel la formarea unui bogat humus în sol.

Fauna a fost reprezentată iniţial printr-o bogăţie de specii, specifice fiind rozătoarele, ce se hrănesc cu seminţele gramineelor, şi insectele (peste 2 000 de insecte pe m^2). În trecut, o mare răspândire o aveau şi erbivorele, în special cele mari (antilo-capra, antilopa saiga, măgarul şi calul sălbatic – în Eurasia; bizonul – în America de Nord). Animalele carnivore specifice acestui mediu sunt lupul, câinele sălbatic, vulpea, coiotul; tot aici se întâlnesc şi reptile precum vipera de stepă sau cobra.

Pentru majoritatea vieţuitoarelor, stepa a impus unele adaptări specifice: caracterul dominant tericol, o mare mobilitate şi organizarea în turme sau haite. *Caracterul tericol* constă în desfăşurarea vieţii în sau lângă sol, unde se construiesc vizuini sau diferite excavaţiuni (câinele de prerie, marmota din Mongolia), cuibărirea sau ascunzişul în tufişuri (dropia). *Mobilitatea mare* este necesară sub două aspecte: migrări sezoniere pentru hrană sau

iernat şi apărarea faţă de prădători. Carnivorele au şi ele nevoie de o mare mobilitate pentru a prinde prada, orizontul stepei fiind larg deschis. Acest mediu a dat astfel naştere, asemenea savanei, la buni alergători: calul, antilopa, struţul nandu în pampasul argentinian, lupul etc. Motive similare au obligat animalele să se organizeze în *colective mari* (turme, cirezi, herghelii), iar unele carnivore să dezvolte, mai ales pe timpul iernii, strategii de vânătoare în grup, pe baza unui sistem social complex (haitele de lupi).

Comportamentul specific animalelor de stepă este perfect încadrat sistemului şi echilibrului acestui mediu şi în interrelaţie cu stratul vegetal. De exemplu, diferitele lor activităţi duc la aerarea solului, răspândirea seminţelor, împrăştierea îngrăşămintelor organice etc. Totodată, se realizează un echilibru între specii, carnivorele limitând numărul rozătoarelor şi al erbivorelor, frânând astfel suprapăşunatul şi degradarea stepei naturale. Echilibrul este însă reciproc, numărul erbivorelor impunând numărul carnivorelor.

Pe acest fond, *intervenţia omului în fauna şi flora stepei a fost devastatoare*, făcând să dispară nu numai covorul floristic, bogat colorat de primăvară-vară, dar şi numeroase rozătoare (iepurele) şi carnivore (râsul, lupul, vulpea, bufniţa, vipera ş.a.). Adesea, formele de exterminare au luat proporţia unui masacru lipsit de orice decenţă şi discernământ, aşa cum a fost vânarea din tren a bizonilor în America de Nord, pentru simpla plăcere de a ucide. O soartă similară au avut şi lupul (asupra căruia s-a ţesut din ignoranţa şi frica oamenilor o imagine complet falsă, aceea a unei fiare necruţătoare şi nefolositoare), râsul, coiotul, vulpea, bufniţa, cârtiţa etc. Toate aceste animale erau rezultatul evoluţiei de milenii a mediului de stepă, contribuind la menţinerea sănătăţii sale prin aerarea solului, frânarea dezvoltării excesive a rozătoarelor etc. De exemplu, o bufniţă distruge până la 200 de şoareci într-o singură noapte sau o vulpe poate vâna până la 10 000 de şobolani pe an.

Dintre puţinele animale care au profitat de pe urma completei transformări a mediului de stepă au fost mai ales şoarecii şi şobolanii, care au scăpat de sub un control natural şi echilibrat, înmulţindu-se vertiginos şi distrugând până la 20% din seminţele cerealelor, răspândind boli (inclusiv turbarea), invadând satele şi oraşele. De exemplu, pe o suprafaţă de aproximativ 10 000 km^2 se pot găsi până la 300 000 de rozătoare, predominant şoareci. Lupta împotriva lor, mai ales prin deratizări repetate (*rat*, şobolan în franceză), este însă ineficientă şi lipsită de speranţă, cercetătorii documentând că şi în cazul unei distrugeri totale printr-un război nuclear mondial, singurele fiinţe care ar supravieţui ar fi şobolanii şi gândacii de

bucătărie. Totodată, o întoarcere în timp la stepa naturală este imposibilă, atât din motive ecologice, cât şi financiar-politice şi economice.

Intervenţia omului în peisajul stepei, ce a dus la distrugerea în mare parte a echilibrelor de bază create în timp îndelungat, s-a făcut pe parcursul a trei mari etape. *Prima* s-a referit la înlocuirea florei iniţiale, de stepă sau chiar de pădure, prin culturi, rezultând un nou tip de mediu, ce îmbina suprafeţele agricole cu cele rămase naturale, cu păşuni şi fâneţe. În timp, acest nou tip de mediu a intrat într-un echilibru propriu, care a inclus şi componenta umană.

A doua etapă a constat în introducerea pe scară largă a unei noi faune, reprezentată prin cirezi şi turme numeroase de bovine, cabaline, ovine, crescute în sistem extensiv. Fauna iniţială a fost continuu distrusă, ca urmare a unui vânat excesiv sau prin îngustarea mediului său de viaţă. Urmarea a fost un dezechilibru major, prin distrugerea verigilor ecosistemului anterior: ritmicitatea păscutului, aerarea şi îngrăşarea solului, fragilizarea armăturii solului prin desţelenirea vegetaţiei naturale, blocarea modului natural de răspândire a seminţelor etc. În această perioadă s-a dezvoltat chiar un imperiu al stepei, cel mongol. Apariţia şi dezvoltarea ecosistemelor cerealiere sau de câmp a urmat în Eurasia mersul popoarelor migratoare, de la est către vest.

Cea de *a treia mare intervenţie a omului* asupra stepei a fost decisivă. Începând cu revoluţia industrială şi explozia demografică ce i-a urmat, mediul de stepă a fost complet transformat în câmpuri cu monoculturi (grâu pe cernoziom, porumb şi soia pe solurile brune de pădure etc.), de cele mai multe ori în regim de irigaţii, cu apă preluată din pânza freatică sau din reţeaua de suprafaţă. Vechiul sistem morfogenetic a fost scos din starea de echilibru la care ajunsese. Noile tehnici agricole au determinat accelerarea proceselor morfogenetice: sufoziuni, tasări, spulberarea solului pe timp de secete, înmlăştiniri, sărăturări, distrugerea ecosistemelor de luncă, poluarea solului şi a apei freatice prin îngrăşăminte chimice, intensificarea levigării pe profil, diminuarea porozităţii loessului prin mărirea conţinutului în argilă şi reducerea celui calcaros etc. În stare naturală, porozitatea loessului, dar şi a materialelor parentale de origine periglaciară şi glaciară (morene, nisipuri, pietrişuri), pe care s-a suprapus mediul de stepă, frâna mult procesele de şiroire şi spălare în suprafaţă, precipitaţiile infiltrându-se cu uşurinţă şi alimentând pânza freatică. Circulaţia subterană a apelor de percolaţie, destul de uniformă şi relativ lentă, conducea la apariţia în relief a unor văiugi largi, seci sau cu

subtiraj[36]. Reducerea prin arătură şi irigare a porozităţii naturale a solului şi rocilor parentale a intensificat dezvoltarea ogaşelor (*uvraghi*, în Ucraina) şi a ravenelor, a favorizat formarea unor glacisuri pe porţiuni cu rupturi de pantă. În sectoarele mai joase ale câmpurilor au apărut cu uşurinţă sărături, provocate prin mărirea evaporării datorită unui exces de irigare, sărurile fiind depuse prin capilaritate la suprafaţa solului. Treptat s-au instalat aşa-numite „chelituri", adică locuri lipsite parţial sau complet de vegetaţie. Un alt aspect este acela al drumurilor de căruţă şi al potecilor neamenajate care în timp pot reorienta şiroirea.

Stepa cultivată asigură însă astăzi jumătate din necesarul de hrană al omenirii, fiind grânarul lumii şi baza subzistenţei sale. Ea s-a extins şi peste ecosistemele de pădure cu o topografie favorabilă agriculturii din Europa Occidentală, partea orientală a Americii de Nord sau China. În principal, se pot diferenţia astăzi trei mari regiuni cerealiere: cea *euro-siberiană*, cea *nord-americană* (Middle american) şi cea a *pampasului argentinian*, la care se poate adăuga şi *„stepa" chineză*. Aceste regiuni reprezintă astăzi întinse suprafeţe cultivate cu grâu, porumb, orz etc. – sisteme extrem de fragile ce nu se pot autoîntreţine – sarcina aceasta revenindu-i omului, printr-o agrotehnică adecvată şi măsuri agroameliorative.

5.2.3.5. Mediul mediteranean

Noţiunea de climat mediteranean (cu toate consecinţele sale) este specifică pentru *împrejurimile Mării Mediterane* (vezi 5.2.3.), unde a fost determinat de condiţiile morfotectonice – bazinul tectonic al Mediteranei – care influenţează îndeosebi circulaţia maselor de aer. Extinderea acestui tip de mediu şi în alte teritorii se face numai pe spaţii restrânse, mai ales prin similitudine. Aşa putem vorbi despre un climat mediteranean şi pe faţadele vestice ale continentelor, în California (America de Nord), centrul statului Chile (America de Sud), regiunea Cape din Africa de Sud şi sudul Australiei.

Specificul general al mediului mediteranean propriu-zis poate fi redat prin caracterele celor patru anotimpuri şi în special ale celor extreme. *Vara*, care poate dura până la patru luni, este foarte caldă şi secetoasă, cu cer senin, putând lua chiar aspecte de tip saharian pe latura sudică a Mării Mediterane. Viaţa palpită acum numai lângă arealele cu apă. *Toamna* este de obicei mai scurtă (2 luni). Acum încep ploile, care, uneori, au aspect torenţial, determinând refacerea pânzelor acvifere şi reînvierea vegetaţiei. *Iarna*, climatul este similar celui temperat oceanic, cu ploi mai bogate, ce creează

[36] Pierderea apei din albia râurilor în favoarea unor curgeri subterane sau sub pânza de aluviuni.

înmlăştiniri, cer mohorât şi valuri de frig. Râurile produc viituri şi revărsări; au loc alunecări de teren. *Primăvara* este anotimpul cel mai plăcut, cu temperaturi moderate, cer senin şi sol umed, care determină o explozie vegetală, mai ales multe flori care înmiresmează aerul cu parfumul lor.

Geneza acestui mediu este, în primul rând, rezultanta tipului de **climat de contact** între cel arid, *deşertic* şi cel *temperat de nuanţă oceanică*. Elementul climatic determinant îl constituie alternanţa şi interacţiunea maselor de aer polar şi tropical arid. *Vara*, se deplasează peste Mediterana centri barici tropicali de presiune ridicată, impunând secete similare deşerturilor. *Iarna*, bat aici vânturile de vest aducătoare de ploi (în general din toamnă până primăvara), uneori sosind şi cicloni ai fronturilor polare. În timpul acestui anotimp rece se resimte însă în mare măsură şi influenţa apelor calde ale Mediteranei, care pot ridica temperatura medie a aerului cu 3^0–6^0C, determinând ierni blânde, cu precădere pe litoral şi în câmpii.

Perioadele de ariditate şi cele ploioase nu sunt uniforme ca timp, ci diversificate atât regional, dar mai ales local. În sudul Mediteranei verile sunt mai lungi, iar sub aspect pluviometric apare un singur maxim anual, în timpul iernii. Pe latura nordică, verile sunt ceva mai scurte şi ariditatea mai redusă; se remarcă îngheţuri de iarnă şi două maxime pluviometrice (primăvara şi toamna). Diferenţieri apar şi de la vest la est. În partea de răsărit a Mediteranei, numărul de zile secetoase creşte până la 200. Pe plan local, o mare influenţă o au munţii şi alternanţa de masive despărţite prin câmpii restrânse sau văi largi. Munţii barează vânturile pe diferite direcţii, determinând apariţia de faţete ploioase şi altele de adăpost, precum şi vânturi locale, specifice (*Mistralul*, vânt rece, în sudul Franţei; *Bora*, un vânt şi mai rece, de obicei uscat, care bate dinspre munte către marea mai caldă, dirijându-se iarna în lungul ţărmului estic al Mării Adriatice şi în Italia nordică; *Sirocco*, vânt cald şi foarte secetos ce bate când pe Mediterana presiunea atmosferică este scăzută).

Câmpiile şi văile de la baza munţilor, cu poziţie de adăpost, au în general veri mult mai secetoase decât munţii şi ierni blânde şi umede când devin mlăştinoase.

Vegetaţia prezintă adaptări specifice, speciile mai sensibile la alternanţa condiţiilor de umiditate diferită fiind înlăturate o dată cu instalarea postglaciarului. Plantele sunt de obicei perene, au rădăcini adânci, frunze mici, dure, cerate sau transformate în spini şi adesea odorante (au uleiuri mirositoare). Toate aceste adaptări frânează evaporarea din timpul verii şi apără planta împotriva gerului, iarna (mai ales uleiurile). Unele specii acu-

mulează rezerve de apă în rădăcini (de exemplu, irisul) sau în semințe (grâul, care are de altfel origine mediteraneană). De asemenea, plantele sunt *sempervirente*[37] (permanent verzi), dar prezintă o diminuare a ciclului vegetal la sfârșitul verii și nu iarna, ca în celelalte zone. Frunzele speciilor inițiale sunt, totuși, în marea lor majoritate, caduce (cad anual).

Asociația vegetală generală, socotită ca stare de *climax*, este cea de *pădure sclerofită* sau „durisilva", respectiv, nesuculentă, xerofilă, cu frunze dese, mici, rigide sau pieloase. Se dezvoltă și un strat bine reprezentat de arbuști. La origine, dominau însă stejarii verzi (mai ales pe calcare) sau stejarii de plută (pe roci cristaline) și pinul (pe nisipurile litorale). În funcție de lungimea perioadei de secetă apar și păduri, tot mai rare, cu tuia și arbuști spinoși mediteraneeni sau păduri cu oleaginoase. Fundul văilor, mai umed, este adesea dominat de desișuri formate din laur.

În prezent, asociațiile tipice inițiale au fost distruse, rămânând numai sub formă de petice. În locul vegetației inițiale s-au instalat *asociații derivate*, tipice fiind *garriga*, *maquisul*, *pinetele* și resturi din *cedrii de Liban* sau de *stejari*. Planta simbol a mediului mediteranean este măslinul, care are o arie de extindere aproximativ egală cu cea a climatului mediteranean; dar măslinul este azi, în cea mai mare parte, o plantă cultivată.

Trecerea de la pădurea inițială de *stejari* tipic mediteraneeni la peisajele actuale s-a făcut în mai multe etape. Primele defrișări, uneori în masă, au avut loc încă din Antichitate. Terenurile au fost apoi cultivate cu cereale. A urmat o degradare destul de rapidă a solului. Vechiul sol, *brun de pădure*, instalat pe un substrat de *terra rossa*, a suferit, prin expunere directă la Soare, desecări și crăpături, o puternică spălare pe timpul iernii. La suprafață a început să apară terra rossa.

După un timp de părăsire a acestor locuri, sub formă de pârloagă, pe acest nou tip de „sol" nu s-au mai instalat stejari, ci o formațiune nouă, *maquis*-ul. Este vorba de o asociație densă de arbuști semipervirenți, greu de pătruns, formată din leandru, laur, mirt, rozmarin, fistic, măslin sălbatic ș.a. Dacă vechea pădure de stejari de plută avea înălțimi de 15–20 m și trei straturi, maquisul atinge maxim 10 m. În cadrul său se întâlnește și un strat de subarbuști, extrem de dens, compus din specii odorante și halofile. Lipsește însă stratul vegetal inferior, de la sol.

În multe cazuri au urmat și defrișări ale arealelor de maquis, care au declanșat noi degradări ale terenurilor și ale solului. Următoarea reechilibrare, pe aceste locuri de unde a fost erodată mult și terra rossa, s-a făcut

[37] *Semper virens*, din latină, adică permanent verde.

printr-o nouă asociație vegetală, mai scundă, de până la 3–5 m, numită *garriga*[38], specifică mai ales pentru locurile calcaroase. Aceasta este mult mai rară și se compune din stejari și palmieri pitici, semipervirenți, lavandă, cimbrișor, rozmarin ș.a. Cam 50% din teren rămâne dezgolit, la zi apărând calcarul sau terra rossa.

Asociațiile de garriga au fost în multe cazuri puternic păşunate și incendiate, instalându-se o adevărată *stepă*, dominată de graminee scurte, presărate cu tufe. Păşunatul excesiv determină însă în timp instalarea unei stepe tipic semiaride.

Alte peisaje actuale, derivate sau resturi din cele inițiale, sunt reprezentate prin arealele cu *stejari*, cu *cedrii de Liban*, cu *pinete* și mai ales prin întinsele plantații de *măslin cultivat* sau *citrice*. Cedrii de Liban au mai rezistat în sudul Franței, în nordul Marocului și foarte puțin în Munții Libanului. Pinetele formează pâlcuri pe diferite câmpuri, dar reprezintă o vegetație secundară care a înlocuit pădurile inițiale de foioase.

Rezultă că degradarea mediului inițial natural al pădurilor de stejari s-a făcut în mod diferit în timp și de la un loc la altul, în funcție de solul păstrat, de roca subiacentă, de gradul de intervenție umană, de climat și topoclimat etc. S-a produs, în ultimă instanță, o mare diversificare a peisajelor și geosistemelor locale, care se suprapun cel mai adesea pe unități și microunități geomorfologice.

Solurile inițiale au fost de bună calitate, și anume, *brune de pădure*, uneori *vertisoluri*. Fiind protejate de pădure, ele erau puțin levigate și păstrau un humus bogat. După defrișare, care pe alocuri a început din Antichitatea timpurie, solurile au devenit *fragile*, s-au subțiat, majoritatea au devenit *soluri roșietice*, deoarece rolul de sol, în multe locuri, l-a preluat formațiunea de *terra rossa*[39].

Fauna inițială era oarecum similară celei din pădurile temperate, cu urs, vulpe, lup, râs ș.a. Apăreau, în plus, leul și pantera, pe laturile de sud-est și de sud ale Mediteranei. O dată cu dispariția pădurilor a dispărut și fauna lor specifică. Se întâlnesc însă des anumite rozătoare.

Apele curgătoare urmează îndeaproape contrastele climatice, mai ales pe cele dintre vară și iarnă. În timpul secetelor de vară, râurile mari aproape seacă, luncile și albiile rămânând ca un pavaj de pietrișuri, pe care se poate circula cu ușurință. Iarna, în schimb, când plouă mult, apele se umflă brusc,

[38] *gar* = piatră, rocă nudă – din arabă.

[39] Sol argilos (roșu), argilă roșie sau depozit rezidual roșu (sau roșu-brun), compus din hidroxizi și oxizi de fier, rezultați din alterarea calcarelor în condiții tropical-subtropicale.

apar debite de 200–300 ori mai mari decât media de vară. Aceste debite catastrofale pot fi influențate și de topirile bruște ale zăpezilor din munți. Viituri devastatoare au loc îndeosebi în decembrie și februarie, dar debitele mari apar încă din noiembrie și țin uneori și în martie, cu precădere pe latura nordică a Mediteranei. În sud, inclusiv, spre exemplu, în Sicilia, viiturile se produc ca medie în februarie. Pe timpul secetelor de vară, solul și pătura de alterări, precum și golurile carstice reține apă încă mult timp. De asemenea, pe sub aluviunile albiilor de râu persistă scurgeri.

În privința **reliefului și a proceselor geomorfologice**, două aspecte sunt mai importante din perspectiva mediului: relieful și depozitele superficiale moștenite și rolul munților, care au o largă răspândire în jurul Mediteranei.

Ca și în tot restul climatului temperat, și aici au existat oscilații de faze reci și calde. În arealul mediteranean acestea au condus la alternări de sisteme morfogenetice periglaciare cu altele tropicale, între ele intercalându-se și faze de tranziție.

Moștenirea periglaciară este cea mai importantă. În munții înalți (Pirinei, Alpi ș.a.) dominau ghețarii lungi de tip alpin, pe versanții rămași golași se acumulau grohotișuri groase, iar pădurea de conifere se retrăsese spre litoral. Nivelul mării a scăzut în timpul Würm-ului la -130 m, iar râurile se adânciseră și cărau foarte multe aluviuni. În nenumărate locuri calcaroase s-au realizat rețele subterane noi, situate mai adânc.

Perioadele calde, tropical-subtropicale, conduceau la altă morfogeneză. Nivelul mării era mai ridicat, acționa puternic alterarea granulară, îndeosebi pe gresii și pe granite. Pădurea, ca și vânturile umede favorizau dezvoltarea de mici excavațiuni cunoscute în Insula Corsica sub numele de *taffoni*. Carstificarea se reducea datorită lipsei apei reci. În sol și în pătura de alterări se formau cruste, mai ales calcaroase, menținute și în prezent. În stadiul de climax nederanjat de către om, aici se instala pădurea de stejari, adaptată secetelor puternice de vară, când ciclul vegetal se reducea. Ea proteja foarte bine solul și pătura de alterări.

Fazele intermediare erau extrem de vulnerabile pentru mediul de viață, deoarece pădurea se instala încet și virulența ploilor din sezonul rece se dezlănțuia peste locuri golașe, afectate de multe crăpături provocate de secetele verii. Aceste faze se asemănau într-un fel cu perioada actuală, când omul a defrișat periodic aproape întreaga pădure.

În privința *reliefului din munți*, aceștia introduc o etajare morfoclimatică netă care alternează complementar cu micile câmpii de la poala lor. Munții formează, mai ales vara, un rezervor de apă. Pentru oamenii locurilor, mun-

ții au reprezentat și un loc de refugiu în timpurile când litoralul și câmpia nu ofereau securitate.

Procesele geomorfologice actuale sunt oarecum specifice perioadelor de tranziție, din cauza defrișărilor. Au devenit deosebit de active două procese: denudarea, împreună cu șiroirea, și deplasările de mase. Procesul de șiroire conduce la spălarea solului și destabilizează pășunile de grohotișuri. Depozitele superficiale moi, moștenite, sunt fragmentate și desecate, prin scurgerea apelor freatice. Se formează multe rigole, ravene, pământuri rele, numite aici *calanchi*. În unele roci mai nisipoase sau la sfârșitul ciclului de ravenare apar și văiugi cu fundul plat, dar cu pereți verticali, numite în Italia *fossi*.

Între deplasările de mase, frecvente devin alunecările de teren. Ele sunt proprii rocilor argilo-șistoase, mai ales când au deasupra nisipuri care le alimentează cu apă. Relativ dese sunt și curgerile de noroi. În Italia, unde aceste procese au o mare frecvență, sunt cunoscute și sub numele generalizat de *frana*. Pe timpul averselor puternice, alunecările de teren se combină cu o șiroire extrem de agresivă și produc evacuări mari de mase, degradarea atingând 1 500 t/km^2/an (în România, ea este de 100–200 t/km^2/an).

Denudarea puternică a versanților montani și colinari a condus la un puternic proces de colmatare a văilor și a câmpiilor, formându-se pături aluviale groase, conuri de dejecție, glacisuri aluviale, piemonturi și delte. Adesea, fundul unor văi din Tunisia este inundat de noroi. În Italia de Sud au fost identificate patru pânze aluviale „recente", cu aspect de terase: de la sfârșitul glaciarului, după defrișarea din Neolitic, din perioada colonizării grecești și aluvionarea din Evul Mediu. Peste arealele colmatate, pe timpul verii râurile meandrează puternic sau se despletesc și prezintă brațe anastomozate.

Antropizarea mediului mediteranean, deși el prezintă o oarecare ostilitate față de viața umană prin verile foarte aride, s-a făcut încă din cele mai vechi timpuri, cel puțin pe anumite locuri și, uneori, periodic. Omul a învățat, tocmai aici, să facă irigații, să folosească apa freatică sau să selecteze, să amelioreze și să extindă anumite plante, care pot vegeta în aceste condiții, ca de exemplu măslinul. Ca urmare, mediul inițial al pădurilor de foioase (stejari) a cunoscut o degradare rapidă. A urmat o evoluție marcată prin alternanțe de echilibre și dezechilibre, când natura încerca, mereu prin alte formațiuni vegetale, să reechilibreze mediul. În prezent, omul a introdus și el unele echilibre noi, prin ogoare bine întreținute și plantații, dar mai mult a destabilizat.

- Primul dezechilibru important determinat pe cale antropică a început o dată cu *introducerea agriculturii*, în Neolitic și Epoca bronzului. Aici,

mai mult decât în alte părți, ogoarele și pășunile s-au instalat inițial pe locul fostelor păduri. Tot acum, pădurea a început să fie folosită și pentru încălzit, pentru diferite construcții, pentru topirea metalelor, pentru corăbii (mai ales cedrii de Liban). În Antichitate se creaseră deja patru tipuri de peisaje mediteraneene, care erau în mare măsură complementare sub aspect economic: marea pe care circulau corăbiile cu mărfuri de schimb, ogoarele cultivate (care înlăturau treptat pădurea), pășunea formată dominant din hățișuri de tufe și arbuști și arealele cu pădure păstrate pentru vânat. Aceste peisaje ajunseseră, în final, la un oarecare echilibru.

- În timpul *feudalismului* (aproximativ sec. IV–XIX) s-au produs mari bulversări socio-economice. În cazul mediului mediteranean, două fenomene au urmări deosebite. Astfel, pe mare apăruse pirateria, terorizând și litoralul. Ca urmare, populația s-a retras în arealele colinare și montane sau, cel puțin, pe ogoarele și pășunile mai depărtate de litoral. Ca urmare, are loc o mărire a presiunii umane asupra acestor peisaje, cu declanșarea unei noi perioade de despăduriri, urmată de accelerarea eroziunii, mai ales a solului.
  Al doilea fenomen l-au reprezentat luptele și peregrinarea unor armate și seniori feudali, sosiți aici din alte părți (arabi, turci, normanzi ș.a.), care au solicitat periodic, de la localnici, tot mai multe cereale și animale. Ca urmare, se intensifică suprapășunatul, iar ogoarele se extind peste noi locuri, foste terenuri cu pădure sau cu *maquis*. Eroziunea este tot mai puternică, pe fundul văilor, în câmpii și pe litoral se depune o nouă pânză aluvială.
- Cu *sec. al XIX-lea* începe o nouă fază a raporturilor om – mediu, care conduce la noi forme de dezechilibre, mai ales în ceea ce privește producerea și răspândirea poluanților. Stalele naționale nou formate determină un climat de ordine și siguranță. În consecință, populația coboară, în masă, din munte și zonele colinare, spre câmpii și litoral. Noul rezultat este reprezentat prin suprapopulare, urbanizare, instalarea de industrii și dezvoltarea tot mai puternică a turismului legat de stațiunile balneoclimaterice. Toate acestea atrag după sine o poluare accentuată a solului, a freaticului, a apelor curgătoare și a Mării Mediterane în ansamblu, care este practic o mare închisă. Presiunea asupra mediului și asupra mării este cu atât mai mare cu cât industria din jurul Mediteranei este extrem de dezvoltată, la fel și toate tipurile de transport, ca și suprapopularea plajelor, bine cunoscute în întreaga lume pentru potențialul lor turistic.

Ca o concluzie, mediul mediteranean este *relativ neprielnic* dezvoltării economice din cauza suprapunerii sezonului cald cu cel secetos. Pe de altă parte însă, omul a ştiut să exploateze o serie de *avantaje,* cum ar fi iernile blânde, complementarismul dintre mare şi uscat, dintre câmpie şi munte, umiditatea remanentă în sol din anotimpul ploios, să folosească sursele de apă coborâte din munte pentru irigaţii şi seninul zilelor de vară în ambianţă cu plajele şi cu apa mării, pentru turism. Meşteşugurile, şi mai recent industria au găsit, totodată, aici, un mediu prielnic, favorizat şi de uşurinţa efectuării transporturilor pe mare.

De aceea, în mediul mediteranean s-au dezvoltat de timpuriu cele mai multe **civilizaţii şi culturi antice**. Pot fi enumerate, oarecum în ordinea apariţiei lor, civilizaţia *mesopotamiană*[40], apărută în jurul anilor 4000 î.Hr., între Tigru, Eufrat şi Golful Persic (care avansa, pe atunci, cu cca 150 km spre nord, în timp fiind aluvionat), pe locurile unde acum se află Irakul; civilizaţia *egipteană*, aproximativ la fel de veche, născută pe Nil şi la Mediterană; civilizaţia *ebraică*, apărută pe malurile Iordanului, ale Mării Moarte şi pe colinele din jur, creată de un popor venit dinspre Mesopotamia şi condus de Abraham; civilizaţia *persană*, cu sorgintea, cu aproximaţie, pe la 1000–500 î.Hr., pe locurile actuale ale Iranului, între râurile Tigru şi Indus şi de la Golful Persic la Marea Caspică, locuri unde se încrucişau importante drumuri comerciale; cultura *cretană*, pe insula cu acelaşi nume din Marea Egee, prima din interiorul Mării Mediterane şi avangardă a culturii greceşti (începe cam pe la 2000 î.Hr.); cultura *greacă*, conturată atât în Grecia continentală de astăzi, începând cu anii 1600 î.Hr., cât şi pe litoralul asiatic şi pe insulele Mării Egee, de unde pătrunde şi în Sicilia şi sudul Italiei; cultura *etruscă* apare prin sec. al VIII-lea î.Hr. în Peninsula Italică; cultura *romană*, care începe pe la 650 î.Hr., o dată cu întemeierea Romei, probabil de către etruşci, prin unirea aşezărilor de pe cele şapte coline. Aproape toate aceste culturi stau la baza civilizaţiei zise occidentale.

Mediul mediteranean a fost şi leagănul celor *trei mari religii* ale lumii: mozaismul, islamismul şi creştinismul. De aici, creştinismul s-a răspândit către nord, în mediul de pădure temperată, iar islamismul către est, sud şi vest, cu precădere în mediul semiarid şi arid. Între ele, Marea Mediterană a fost atât un câmp de luptă, cât şi de *intense schimburi şi legături comerciale*, care au contribuit la ridicarea multor oraşe-porturi sau interioare, care, periodic, aveau şi momente de decădere.

[40] Ţara dintre râuri, în greacă.

Şi multe dintre marile *imperii* (Imperiul Roman, de exemplu) şi-au dat întâlnire peste aceste locuri, uneori disputându-şi întâietatea pentru controlul comerţului în Mediterana, fie total, fie pe porţiuni.

În afară de tumultuoasa istorie derulată pe meleagurile acestei mări intercontinentale, axa Mediteranei suportă şi urmările unor *cutremure* născute din subducţia plăcii africane sau a unor microplăci.

Pe scurt, este vorba de un *mediu de contact*, atât fizico-geografic, cât şi economic şi socio-istoric: contact între apă şi uscat; contact munte-câmpii şi litoral; contact între trei continente; contact climatic; contact între pădure, stepă şi deşert (în S şi E); contact între economii complementare; contact între multe popoare şi naţiuni, între civilizaţii şi religii şi chiar între sisteme sociale diferite. Toate acestea au contribuit la naşterea civilizaţiei occidentale.

MEDII INTERTROPICALE

Mediile naturale intertropicale cuprind atât cele mai uscate, cât şi cele mai umede regiuni de pe Glob.

5.3. Mediul tropical uscat (de deşert şi semideşert)

Mediul tropical uscat, de *deşert* şi *semideşert*, ocupă suprafeţele continentale din zona tropicelor, între 18^0 şi 25^0N şi S. Cele mai întinse areale se găsesc în *emisfera nordică*, în nordul Africii, Peninsula Arabia, Iran, Pakistan, până în Deşertul Thar de la limita Indiei cu Pakistanul şi Thal din nordul Industanului, apoi nordul Mexicului. În *emisfera sudică*, deşerturile sunt mai restrânse; se dezvoltă în Chile (Deşertul Atacama, 22^0–27^0S) şi Perú, în Africa (Deşertul Kalahari şi cel de nisip al Namibiei situat de-a lungul coastei Oceanului Atlantic) şi în Australia (fig. 99).

Din punct de vedere **climatic**, caracteristica acestui mediu este uscăciunea, datorată aerului descendent ce se deplasează spre exterior din centrele barice de înaltă presiune situate în lungul celor două tropice. Ele reprezintă regiunile de origine a maselor de aer tropical continental, cald şi uscat.

Ariditatea creşte spre interiorul continentelor, unde precipitaţiile medii anuale scad sub 50 mm. Repartiţia acestora prezintă însă o *mare neuniformitate* în timp şi spaţiu, uneori putând trece ani întregi fără ploi. Aşa, de exemplu, în oaza In Salah, din Algeria, media precipitaţiilor anuale a fost de 150 mm pe o perioadă de 15 ani (Strahler, 1973). Totodată, încălzirea

adiabatică a aerului descendent determină *reducerea umezelii relative a aerului*, care în Sahara atinge o medie anuală de 25–35%. Acest fapt determină o enormă capacitate de evaporare a apei, care depăşeşte de peste 20 de ori cantitatea primită din ploi. Uneori însă, pătrunderea maselor de aer ecuatorial sau tropical maritim în interiorul continentelor provoacă furtuni convective violente cu precipitaţii bogate. Apa se scurge asemenea unui val prin albii largi şi uscate, distrugând totul în cale cu o forţă enormă. Sunt aşa-numitele *ueduri*, denumire arabă dată văilor cu fund lat şi neted ce coboară din munţii Saharei şi evacuează în câteva ore (maximum câteva zile) toată apa ce cade în părţile înalte. Durata scurgerii depinde de pantă. În regiunile semiaride, unde valoarea medie a precipitaţiilor este de 100–150 mm, scurgerea poate dura câteva zile pe an, maximum câteva săptămâni. În climatul arid, scurgerea prin albiile principale are loc pe lungimi de maximum câţiva zeci de km. Debitul diminuează cu repeziciune spre aval, pe măsură ce apa se evaporă şi se infiltrează. În aceste condiţii, majoritatea văilor actuale sunt o moştenire din etape mai umede, fluviale. Scurgerea este în principal areică, apa pierzându-se brusc în nisipuri, sau endoreică, fiind preluată de bazine interne, fără ieşire la mare.

Amplitudinea termică anuală este de 17^0–22^0C, perioada mai caldă corespunzând celei a înălţimii mari a Soarelui pe boltă, în timp ce intervalul de variaţie *diurnă* atinge de multe ori 22^0C. Acest aspect, nemaiîntâlnit în nici o altă zonă climatică, se explică prin pierderea rapidă a căldurii din straturile inferioare ale atmosferei şi din sol pe parcursul nopţilor senine, din cauza conţinutului redus în vapori de apă din aer şi a lipsei vegetaţiei şi a suprafeţelor acvatice de la sol. Pe de altă parte, insolaţia este foarte intensă în timpul zilei, temperatura aerului ridicându-se mult. De exemplu, lângă Bou-Bernous, în Algeria, ea depăşeşte frecvent 38^0C în iulie.

Solurile de deşert apar discontinuu, sunt scheletice, lipsite de humus şi au o culoare cenuşie sau roşiatică, în funcţie de tipul compuşilor de fier. Ele conţin cantităţi mari de carbonat de calciu şi alte săruri (cloruri şi sulfaţi) aduse şi depuse la suprafaţă sau în sol prin capilaritate, formând *cruste* dure, *plăci* şi *concreţiuni* albicioase, calcaroase sau gipsoase. Uneori, mineralele dizolvate în timpul umectării se concentrează sub efectul evaporaţiei la suprafaţa rocii, unde apare un strat bogat în oxizi de fier şi mangan, cunoscut sub denumirea de *patina deşertului* sau *luciul negru*.

Vegetaţia este discontinuă şi adaptată *morfologic* şi *fiziologic* condiţiilor climatice, prin mecanisme care asigură termoreglarea: afilia[41],

[41] Lipsa frunzelor (din. gr., *filo* – frunză).

microfilia[42], sistem radicular puternic, țesuturi acvifere, glande ce excretă sare, particularități ale fotosintezei și transpirației, creșterea concentrației saline în sucul celular, capacitatea protoplasmei de a rezista la temperaturi înalte etc. Învelișul vegetal al deșerturilor este caracterizat prin sărăcia în specii și prin asociații scunde, cu puțini componenți.

Tipurile ecologice de plante sunt reprezentate prin *xerofite* (suculente, halofile, gipsofite etc.), *efemere* (plante ierboase anuale cu o perioadă scurtă de vegetație) și *efemeroide* (plante ierboase multianuale cu o perioadă de vegetație scurtă). În interiorul deșerturilor, vegetația dispare complet.

Specifice sunt gramineele precum drinul, apoi saxaulul pitic, tufișurile de Acacia, iar în oaze, arborele de fistic, curmalul, leandrul.

Fauna deșertului prezintă de asemenea adaptări *morfologice* și *fiziologice* specifice: scăderea numărului de glande sudoripare ale pielii, dezvoltarea unui înveliș pilos bogat, deshidratarea produselor de excreție, creșterea vâscozității sângelui, capacitatea de reabsorbție a apei din rinichi etc. Condițiile specifice de viață ale deșertului determină formarea unor biocenoze speciale: vizuini, puțuri, galerii subterane cu apă etc. Fauna, asemenea florei, poartă și ea pecetea extincției îndelungate în condiții aspre și este reprezentată în principal prin mamifere mici, în special rozătoare (iepuri, șoareci, șobolani), puține erbivore (dromaderul), carnivore (vulpea, coiotul și sconcsul în America de Nord), numeroase reptile (șopârle, vipere, cobre), insecte, chiar unele amfibii (broaștele *Helioporus* și *Neobatrachus*, din Australia).

Spre exteriorul deșerturilor, *stepa tropicală* face trecerea spre mediul de savană sau spre cel mediteranean, fiind caracterizată prin precipitații medii anuale cuprinse între 50 și 150 mm, condiții în care cresc ierburi scunde și tufișuri spinoase, populate cu o faună mai bogată (antilope, carnivore etc.).

Relieful deșerturilor tropicale este rezultatul eroziunii eoliene, al dezagregării și alterării rocilor, al scurgerii torențiale în urma rarelor averse de ploaie. Evoluția generală a reliefului duce la apariția, la poala versanților, a unor *glacisuri* de eroziune și *pedimente* ce se continuă spre exterior cu glacisuri și câmpii acumulative. Prin pătrunderea pedimentelor pe văi și unirea lor peste cumpene de apă, rezultă pediplene din care răsar martori de eroziune (inselberg).

În cea mai mare parte, deșerturile tropicale ocupă *socluri* vechi, precambriene (Africa, Arabia, Australia), în care s-au modelat podișuri stâncoase (numite *hamade*, în Sahara) și câmpuri de dune mișcătoare (*erguri*).

[42] Frunze atrofiate (din gr., *micro* – mic; *filo* – frunză).

Deşerturile Podişului Iranian (Iran, Afghanistan, vestul Pakistanului), situate între 400 şi 800 m şi despărţite de creste muntoase ce urcă până la 3 000–4 000 m, sunt predominant nisipoase, cu soloniceacuri sau argiloase, pietroase. Deşerturile Americii de Nord au, în mare parte, o origine de baraj orografic şi, în subsidiar, climatică (deşerturile podişului mexican), ocupând formaţiuni cutate cretacice şi terţiare. Deşerturile Americii de Sud apar pe suprafeţe restrânse, au altitudini de 1 000–3 000 m şi se desfăşoară preponderent în lungul litoralului andin. Apropierea oceanului se face simţită doar prin diminuarea amplitudinilor termice anuale, temperaturi mai scăzute şi prin prezenţa frecventă a ceţii. Din cauza curentului rece Humboldt (sau Peruan) care determină o stratificare constantă a maselor de aer, nu se poate dezvolta convecţia termică, pentru a se forma nori din care să cadă precipitaţii convective (aceeaşi situaţie o întâlnim şi în deşertul Namib, din cauza curentului rece al Benguelei).

Deşi unele semideşerturi subtropicale au fost leagăn de mari civilizaţii (Mesopotamia, Egipt), economiile ţărilor tropicale, cu toată bogăţia resurselor lor de subsol sau turistice, sunt dependente de pieţe externe care nu pot fi controlate. Multe dintre aceste state se confruntă încă astăzi cu urmările colonialismului şi ale subdezvoltării. În acest context, *influenţa omului în peisaj*, mai pregnantă spre extremităţile deşertului, în cadrul stepei tropicale sau al sahelului în Africa, se manifestă în sens negativ printr-o suprapăşunare şi aridizare a mediului, favorizând înaintarea deşertului în interiorul savanei.

5.4. Mediul de savană – tropical, cu două sezoane

Prin deplasarea periodică a centrilor de mare presiune şi a alizeelor spre latitudini mai mari în timpul solstiţiului din iunie şi spre latitudini mai mici la solstiţiul din decembrie, se formează o zonă de **tranziţie climatică** între tropice şi Ecuator, marcată printr-un anotimp cald şi ploios şi un altul cald şi uscat. Excesul periodic de umiditate imprimă caracteristica dominantă a acestui tip de mediu, care se dezvoltă între 5^0 şi 25^0N şi S, în America Centrală şi de Sud (platourile Matto Grosso, Minas Gerais, bazinul fluviului Orinoco), Africa, în sudul Asiei (Podişul Deccan, Sri Lanka, Indochina), Australia de nord-est (fig. 99).

Media termică anuală este de 18^0–24^0C. Anotimpul umed, vara, apare în perioada în care Soarele se găseşte deasupra tropicului emisferei respective şi stă sub influenţa aerului ecuatorial şi maritim tropical. Precipitaţiile convective sunt bogate, iar umezeala aerului depăşeşte 75%. Anotimpul uscat, de iarnă, stă sub influenţa alizeului şi se produce atunci

când înălțimea Soarelui pe boltă scade. *Amplitudinile termice diurne* cresc la 10^0–15^0C, iar nebulozitatea și umiditatea aerului scad.

Solurile sunt *lateritice*, destul de profunde, au culoare gălbuie sau roșiatică (de unde și denumirea, *later*, cărămidă în latină). Oricât de scurt ar fi sezonul umed, pe parcursul său precipitațiile lunare ating valori comparabile cu cele din regiunile ecuatoriale, ceea ce face ca solurile să devină saturate cu apă până aproape de suprafață. Aceasta și datorită profunzimii lor mai reduse comparativ cu cele din zona ecuatorială și unei baze impermeabile ce menține o poziție superficială a pânzei freatice. Vara, un excedent considerabil de apă este disponibil pentru scurgere. În timpul perioadei secetoase, a cărei durată scade de la contactul cu stepa tropicală spre regiunile ecuatoriale, de la 8 la 4 luni, pânza freatică dispare din sol sau coboară la mari adâncimi în rocile poroase. Cele mai multe cursuri de apă rămân, în aceste condiții, secate.

Precipitațiile abundente din anotimpul ploios determină o levigare aproape completă a bazelor pe profil, argila cea mai comună fiind *caolinul*. Pedogeneza se întrerupe pe perioada sezonului uscat. Coborârea bruscă a nivelului apei freatice în sol face ca elementele mai puțin solubile (fierul, aluminiul) să se acumuleze sub forma unei carapace la baza tuturor pantelor, până la înclinări de 10^0, formând *chiurase* feruginoase sau bauxitice. În sol are loc separarea unui orizont feruginos, mai dur, și a unui orizont inferior, argilos, al cărui caolin rezultă în parte din sinteza siliciului și a aluminiului spălate prin șiroire și percolație. În sectoarele mlăștinoase, unde umiditatea persistă pe toată durata anotimpului uscat, apar soluri negre de savană, formate din *montmorilonit*.

Vegetația este adaptată variațiilor de umiditate și oscilațiilor pânzei freatice. Formațiunile vegetale specifice sunt reprezentate prin *păduri cu frunze căzătoare*, spre zona ecuatorială și *savane* cu ierburi tot mai înalte cu cât ne apropiem de regiunile ecuatoriale (între 80 cm și 2 m) și presărată cu arbuști și arbori xerofili. În sezonul secetos, iarba savanei se usucă, aprinzându-se cu ușurință de la Soare.

Savana tipică apare pe continentul african, unde ocupă 40% din suprafața acestuia și unde se remarcă cea cu baobabi și acacii. În Brazilia, savanele, reprezentate prin vegetație ierboasă scundă (30–50 cm), poartă denumirea de *campos limpios* (câmp curat), iar cele cu ierburi înalte (1–2 m) și arbuști sunt numite *campos cerrados*. În depresiunile mai umede se dezvoltă savana cu palmieri (*Mauritia vinifera*), numită *pantanaes* sau *llanos* (lianos) în Venezuela, Guyana și bazinul Orinoco.

Pădurea cu frunze căzătoare creşte acolo unde sezonul uscat nu depăşeşte 3–5 luni, precipitaţiile oscilând în medie între 500 şi 700 mm/an. Pânza freatică se menţine pe durata iernii, asigurând minimul vital de umiditate. În zona de tranziţie spre savană cresc *pădurile-savană* sau *savanele-parcuri*, cu arbori mici şi distanţaţi. *Tufişurile xerofile ghimpoase* se întâlnesc în Africa (*bruse*) şi America de Sud (*caatinga*). În lungul principalelor artere hidrografice, care traversează savanele, creşte o fâşie îngustă de pădure virgină, asemănătoare celei ecuatoriale, numită *pădure galerie.*

Fauna este abundentă şi diversificată ca specii, predominând *erbivorele de talie mare*: elefanţi, girafe, rinoceri, antilope, zebre, bivoli etc. Acestea trăiesc în turme, uneori mixte, care oferă o protecţie mare individului în faţa puternicelor *carnivore*: leu, leopard, ghepard, hienă, tigru de Bengal etc. Aici se întâlnesc cele mai rapide alergătoare de pe Glob, *antilopa, struţul, ghepardul*, care atinge, pe distanţe scurte, viteza maximă de 110 km/h. Arealul său de răspândire cuprinde savana africană şi sud-estul Asiei, fiind astăzi una dintre speciile pe cale de dispariţie.

Relieful mediilor de savană ocupă regiunile vechi de platformă, reprezentate de podişuri şi câmpii. Morfogeneza este rezultatul variaţiei sezoniere a condiţiilor climatice şi de vegetaţie, care conduce la o modelare specifică în funcţie de panta suprafeţelor. Pe înclinările reduse, vara, sub pădure, predomină alterarea chimică. Pe versanţi are loc o alternanţă a dezagregării din timpul iernii secetoase, cu spălarea în suprafaţă şi şiroirea din perioada sezonului ploios. În aceste condiţii, versanţii se retrag paralel cu ei înşişi pe un plan înclinat, formând *glacisuri* de eroziune şi *pedimente*. Din cauza pedimentării accentuate, în climatele tropicale lipsesc terasele. Prezenţa crustelor feruginoase (*chiurase*) împiedică dezvoltarea unei vegetaţii bogate, dar oferă, totodată, o protecţie suplimentară împotriva eroziunii.

Intervenţia omului în peisaj, mai ales prin suprapăşunat şi desţelenire, duce la distrugerea echilibrelor iniţiale şi la instalarea eroziunii accelerate (pluviodenudare, torenţialitate). Bălegarul animalelor domestice nu poate fi descompus de microfauna savanelor, lipsind solul de îngrăşământul său natural. O dată îndepărtată vegetaţia ierboasă, elementele nutritive sunt spălate din solurile sărace şi rămase fără protecţie în faţa vântului şi a averselor torenţiale.

5.5. Mediul ecuatorial

La latitudinile ecuatoriale, **condiţiile climatice** sunt influenţate de talvegul presiunilor joase al *zonelor de convergenţă intertropicală*. Către acesta

converg alizeele de nord-est şi sud-est, dinspre cele două şiruri de celule de presiune înaltă (anticiclonii subtropicali).

Între 5^0S şi 10^0N se desfăşoară cel mai umed climat de pe Terra (precipitaţiile depăşesc 2 000 mm/an), lipsit de sezoane termice sau pluviometrice distincte. *Amplitudinea termică anuală* este imperceptibilă, deoarece Soarele se află la o înălţime mare pe boltă în tot cursul anului. Temperatura medie anuală oscilează între 24^0 şi 26^0C, iar precipitaţiile sunt mai ales de natură convectivă, cu un maxim în timpul echinocţiului.

Dinamica atmosferei este predominant diurnă, cu dimineţi clare şi senine şi după-amieze răcorite de furtuni convective violente. Noaptea, temperatura coboară uneori cu până la 10^0C, ceea ce determină o amplitudine termică diurnă de 8^0–11^0C, mult mai mare faţă de cea anuală. Presiunea atmosferică are valori medii cuprinse între 1 000 şi 1 012 mb, cu puţin sub valoarea presiunii de la nivelul mării.

Climei ecuatoriale propriu-zise i se adaugă, cu caracteristici asemănătoare, variantele reprezentate de **climatul musonic umed** şi **clima litorală cu alizee**. Coasta Malabarului din sud-estul Peninsulei India, ţărmurile Myanmarului şi Thailandei cuprinse între 10^0 şi 25^0N, prezintă un climat musonic umed, asemănător celui ecuatorial. Aici, sezonul uscat, când bate musonul de iarnă, este scurt şi nu epuizează rezerva de apă din sol. De-a lungul coastelor estice ale Americii Centrale şi de Sud, ale insulei Madagascar, Peninsulei Indochina, Filipinelor şi ale Australiei de nord-est, între 10^0 şi 25^0 N şi S, se află *zone înguste* care primesc cantităţi mari de precipitaţii. Acestea sunt zone de ţărm expuse maselor de aer umed, aduse de vânturile de est sau de alizee, din anticiclonii subtropicali oceanici. Masele de aer umed, fiind nevoite să escaladeze versanţii reliefului costier, generează *precipitaţii orografice abundente*. Aceste ţărmuri sunt supuse, totodată, în mod anual, riscului *ciclonilor tropicali*, a căror apariţie coincide cu perioadele de solstiţiu.

Între 8° şi 15° latitudine nordică şi sudică, deasupra mărilor tropicale unde temperatura apei depăşeşte 27°C, încălzirea aerului de la nivelurile inferioare, la care se adaugă efectul intrării unor talveguri ecuatoriale de joasă presiune în domeniul vânturilor de est, creează *instabilitate* şi predispoziţie spre formarea unor cicloni tropicali. Ciclonii tropicali nu pot apărea în apropiere de Ecuator şi prin faptul că acolo forţa Coriolis este foarte slabă, nefavorizând dezvoltarea unei mişcări rotaţionale persistente a aerului. O dată format, ciclonul tropical execută o deplasare spre vest şi spre poli, prin coridorul alizeic, adesea pătrunzând adânc în zona vânturilor de vest.

Solurile sunt *lateritice* (*latosol*, în literatura de specialitate de limbă engleză, sau soluri *feralitice*, în cea franceză), foarte profunde, ca rezultat al unui proces pedogenetic continuu. Umiditatea mare a acestui climat conduce la o intensă alterare a substratului mineral, până la eliberarea oxizilor şi la descompunerea cu rapiditate a materiei organice. În aceste condiţii, *nu se păstrează o litieră consistentă* sub pădurile tropicale şi, cu toată cantitatea mare de substanţe organice, solurile sunt *sărace în humus*.

Structura poroasă facilitează percolaţia apei încărcate cu acizi humici şi gaz carbonic. *Levigarea puternică* a elementelor pe profil determină apariţia unui orizont superior, A, îmbogăţit în silice (puternic acid) şi a unuia bazal, B, unde predomină acumulările de oxizi de fier, aluminiu, mangan, ce dau o culoare intensă, bun-roşiatică. În orizontul B predomină caolinul, având un pH de 5,5. Trecerea de la orizontul C, de dezagregări şi alterări, spre roca parentală se face brusc sau lent, descoperind un aşa-numit *criptorelief* care poate diferi mult de cel de la suprafaţă. În sectoarele joase, lipsite de un drenaj bun, solurile sunt mlăştinoase, *hidromorfe*. Ele sunt formate din argile silicioase, negricioase, de tipul montmorilonitului.

Datorită precipitaţiilor abundente şi temperaturilor ridicate, regiunea ecuatorială se caracterizează printr-un tip de **vegetaţie** *unic pe Glob* ca bogăţie a speciilor; este vorba de *pădurea ecuatorială* sau *tropicală umedă*, numită *selvas* în Brazilia, *hylaeas, bosanes* în America Centrală. Bogăţia vegetaţiei se explică pe baza substanţelor minerale care se produc anual din fitomasa care moare, descompusă repede în substanţe nutritive absorbite de rădăcinile plantelor.

Pădurea tropicală umedă este sempervirentă, cu specii care cresc tot timpul anului, fără perioadă de repaus. Legea ce domneşte în cadrul acestor fitocenoze este reprezentată de lupta plantelor pentru lumină, coronamentul aproape continuu al arborilor deşi şi înalţi (15–50 m) umbrind puternic straturile inferioare şi subsolul pădurii. Pe trunchiurile netede şi lucioase ale copacilor se fixează o vegetaţie abundentă, alcătuită din liane şi epifite (*Orhidee, Aracee, Filicinee*), pe parterul pădurii crescând numeroase ferigi. *Bogăţia speciilor* face dificilă exploatarea economică, pe suprafaţa unui hectar crescând peste 40 de specii de arbori: palmieri (palmierul de vin, ulei, cocos, bananieri), ficuşi, arborele de cacao, de cauciuc, de cafea, mahonul, arborele de camfor, diferite specii de pomi fructiferi etc.

În locurile cu drenaj redus, în lungul fluviilor, al deltelor sau în sectoarele de ţărm apar *păduri de mangrove* cu rădăcini adventive.

Fauna acestor păduri prezintă, ca urmare a bogatelor resurse alimentare, caractere originare şi o *mare varietate*, populând toate etajele pădurii.

Specifice sunt maimuțele, păsările cu colorit viu (papagali, tucani, colibri, acvile, pasărea rinocer, păunul asiatic), reptilele de dimensiuni mari (iguane, șarpele anaconda, boide și pitoni). Fauna tericolă este mai slab reprezentată, fiind alcătuită din câteva specii de erbivore (cerbul axis, taurul albastru, gaur, antilope, țapi de pădure, hipopotam pitic, elefantul indian, rinocerul indian), carnivore (jaguar, pumă, câinele de pădure, ursul spălător, ursul jder, pantera neagră de Jawa) și unele suide (porcul moscat, porcul babirusa, porcul spinos).

Relieful, aparent monoton, este rezultatul unui climat lipsit de sezoane și, respectiv, de contraste, dar și al altitudinilor joase și al suprapunerii peste scuturi și platforme vechi, afectate doar de fracturi sau bombări largi și limitate de lanțuri muntoase înalte (Anzi și Himalaia). Umiditatea crescută impune o *alterare chimică intensă*, rețeaua hidrografică transportând *puține aluviuni grosiere*, având însă un debit în suspensie și soluție bogat. Unde rocile din pat sunt moi, râul se adâncește cu repeziciune, acolo unde rocile sunt dure, eroziunea este foarte lentă. Râurilor le *lipsește patul aluvial mobil*, necesar atingerii profilului de echilibru și, în consecință, ele rămân *neregularizate* ca pantă longitudinală. Profilul lor este o înșiruire de segmente situate la altitudini diferite și despărțite prin *cascade*.

Percolația intensă a apei pe profilul solurilor determină eliminarea prin procese de *sufoziune* a elementelor solubile. Au loc *tasări* de mărimi variabile, în funcție de tipul de argilă ce predomină. Pe anumite roci vulcanice, bazice, apare frecvent montmorilonitul, care gonflează, în timp ce caolinul prezintă o plasticitate mai mare. Atunci când panta permite, se produc *alunecări superficiale*, în trepte sau profunde, a căror declanșare este favorizată și prin greutatea vegetației. Altitudinea interfluviilor și a versanților este coborâtă treptat prin eroziune chimică, creep, șiroire difuză, iar când panta este favorabilă, apare un drenaj concentrat.

Intervenția omului în peisaj, prin exploatarea de tip ras a pădurii tropicale, incendierea unor teritorii tot mai întinse pentru obținerea de terenuri agricole, construirea unor căi de acces spre interiorul pădurilor virgine, expune substratul lipsit de protecție unei intense *pluviodenudări*. După un an de folosință agricolă, solurile sunt complet sărăcite în substanțe nutritive, trebuind abandonate. De multe ori ele sunt atât de puternic erodate, încât pădurea nu se mai poate instala, fiind afectate de torențialitate și șiroire și transformate în *badlanduri* (pământuri rele). Exploatarea nerațională a pădurilor ecuatoriale, în cea mai mare parte efectuate de către firme occidentale și nord-americane, constituie o problemă de nivel global, contribuind la accentuarea efectului de seră și la modificarea climatului terestru.

6. Omul şi planeta sa

Omul a apărut pe Pământ ca o urmare firească în evoluţia mediului spre forme de viaţă superioare. În cadrul său, omul introduce în prezent modificări tot mai profunde, ce se reflectă, în ultimă instanţă, şi la nivelul vieţii umane.

Mediul a constituit dintotdeauna pentru om sursa sa de hrană, de adăpost şi de inspiraţie. La început, prezenţa lui a fost limitată doar la un anumit tip de mediu, situat, probabil, în Africa. Pe parcursul istoriei sale, omul a pătruns însă, treptat, şi a colonizat toate mediile naturale ale Globului (o oarecare excepţie reprezentând-o cel polar), „căminul" său devenind *întregul mediu geografic*. Acest fapt trebuie înţeles în contextul integrării sistemice a tuturor tipurilor particulare de mediu într-unul *global, terestru*. Unul în absenţa celuilalt nu poate exista. De exemplu, nu am putea vorbi despre mediul temperat, în absenţa celui cald şi a celui rece, din a căror interferenţă rezultă cel temperat. De aceea **mediul înconjurător** al omenirii corespunde întru totul **mediului geografic**, apărut la suprafaţa Pământului din interacţiunea tuturor învelişurilor terestre şi a influenţelor cosmice.

Indiferent de faptul că omul a *antropizat* în bună măsură mediul înconjurător (locuinţe, căi de comunicaţie, terenuri agricole etc.), egalitatea dintre cele două sintagme, mediu înconjurător şi mediu geografic, rămâne valabilă. Asemenea solului sau biosferei, care s-au născut într-un anumit mediu înconjurător, dar care apoi au devenit, fiecare, şi factor de mediu, la fel, şi *omul este astăzi unul din factorii de bază ai propriului său mediu*, factor al mediului geografic la nivel local, regional, dar şi global.

Dezvoltând conştiinţă de sine şi inteligenţă, omul a elaborat continuu tehnici tot mai performante pentru satisfacerea necesităţilor sale, pătrunzând tot mai adânc în interiorul mediului natural. El devine astfel factorul cel mai activ poate în modelarea mediului înconjurător.

Prima intervenţie notabilă a omului în mediul iniţial a avut loc în *Neolitic*, o dată cu apariţia de aşezări permanente, ca urmare a introducerii şi extinderii agriculturii. Este începutul afirmării unui nou mod de existenţă, ce va deveni treptat tot mai artificializat şi mai îndestulător. Momentul desprinderii din contextul natural şi al apariţiei opoziţiei om – natură reprezintă şi începutul presiunii umane asupra mediului natural, văzut din ce în ce mai mult ca subordonat nevoilor, mereu altele, ale societăţii omeneşti. „Colonizarea" mediului natural s-a făcut începând cu mediile cele mai favorabile existenţei. Acţiunile umane s-au cumulat în experienţe şi cunoştinţe ce au stat la baza progresului social al diferitelor culturi. Locurile defrişate însă au căzut treptat pradă eroziunii şi colmatării,

solurile fiind distruse şi învelişul vegetal modificat. Mediu virgin era însă din abundenţă, părând inepuizabil. Păstorul sau agricultorul se putea muta pe alte terenuri, unde să îşi continue, în acelaşi mod prădalnic, acţiunea sa asupra naturii. Când condiţiile vitrege diminuau resursele de hrană, aveau loc migrări de masă şi năvăliri ce marcau istoria acelor timpuri. Locurile părăsite se refăceau în mod natural, în zeci şi sute de ani, dar urmând, de obicei, alte tipuri de evoluţie decât cele iniţiale. De exemplu, în locul pădurilor de stejari mediteraneeni au apărut, la mulţi ani distanţă de primele defrişări, formaţiunile de *maquis*, iar, ulterior, de *garriga*. Păşunatul excesiv a distrus periodic chiar şi aceste formaţiuni vegetale secundare, în locul lor rămânând doar roca la zi.

În toată această lungă perioadă, una din intervenţiile antropice cu grave consecinţe asupra mediului – poate cele mai dezastruoase –, a fost **defrişarea pădurii**, urmată de o eroziune accelerată a solului, mai ales pe suprafeţele cu pantă mare, de colmatări, schimbări topoclimatice ş.a. Această acţiune umană a înregistrat inclusiv urmări de ordin social.

În sec. XX, societatea omenească a ajuns la apogeul dezvoltării materiale, manifestat printr-o superindustrializare, automatizare şi computerizare, dar şi printr-o poluare globală a mediului. Este perioada globalizării tuturor proceselor, perioada în care tehnica a introdus la nivelul mediului un produs nou, **poluarea** în cantităţi imense şi de toate tipurile, inclusiv prin intermediul deşeurilor. Terenurile construite ocupă spaţii tot mai mari, subsolul planetei este scormonit, în continua căutare de materii prime care să alimenteze coloşii industriali, pământul fertil este secătuit de rezerve şi intoxicat cu îngrăşăminte chimice şi insecticide, mereu alte teritorii, mai puţin prielnice, sunt incluse circuitului agricol pentru a putea susţine din punct de vedere alimentar **explozia demografică**. Tot ce foloseşte populaţia se transformă în imense cantităţi de reziduuri solide, lichide şi gazoase ce doar cu greu, într-un ritm lent şi într-o mică măsură pot fi descompuse de mediul asupra căruia apasă, poluându-l şi modificându-i propriile circuite energetice. Rezultatele se resimt global şi se reflectă negativ asupra existenţei noastre înseşi: efect de seră, „găuri de ozon", sărăcirea în specii a biosferei, care este zestrea evoluţiei de milenii a sistemului Gaia etc. Omul reprezintă deci propriul său pericol.

Dereglarea mediului terestru a pornit de la local şi regional, astăzi globalizându-se ca *un ultim semnal de alarmă* că lumea în care trăim este un sistem autoorganizat, sensibil la orice modificare şi nu un simplu obiect de exploatat, inert şi lipsit de reacţie. Urmează, dacă nu a şi început, faza când aceste dereglări, aparent disparate, încep să se înlănţuie într-un **colaps**

general, apocaliptic, inclusiv pentru om. Atunci, dacă nu va fi deja prea târziu, vom înțelege mai bine *interdependențele dintre mediu și societate și dintre societate și mediu, ca părți ale aceluiași întreg.*

De aici se conturează **necesitatea stringentă de a cunoaște structurile și funcționalitățile mediului geografic**, care este mediul nostru înconjurător. Trebuie să-i înțelegem interacțiunile pentru a ne putea reintegra conștient în mediul ce ne susține, în structurile sale și nu ca niște prădători. Această necesitate reprezintă o consecință legică a existenței noastre. Natura este întotdeauna mai puternică; ea nu iartă și nu uită, ci judecă totul „la rece", pe baza legilor ce o coordonează.

Pe de altă parte, omul dispune astăzi de tehnica, știința și experiența necesare pentru a se putea reintegra activ, dar pașnic în mediul terestru, menținându-l curat, sănătos și bogat, înfrumusețându-l chiar pentru generațiile viitoare. Piedica, în calea realizării acestei necesități existențiale, o constituie **ignoranța și materialismul** omului modern. Cei care țin frâiele bancaro-financiare vor trebui să renunțe, spre beneficiul tuturor, la acumularea de profituri enorme și rapide cu prețul dereglărilor de mediu, pentru a aloca acestuia fondurile necesare unei reconstrucții globale.

Este oare omenirea pregătită pentru această **dezvoltare durabilă**, a societății în acord cu mediul? Străduințe în acest sens există, dar mai mult la nivelul unor proiecte teoretice și al unor năzuințe izolate. Pentru a avea rezultate, această transformare de optică trebuie să devină un *proces de masă*. Un pas în acest sens este și **structurarea și orientarea învățământului, a educației în general, către mediu, spre natură și legile ei**. Dacă nu-ți cunoști mediul, nu știi cum să-l folosești, cum să te comporți față de el, cum să-l protejezi și să-l îngrijești, ca pe *unicul tău cămin*. Cunoașterea înseamnă respect.

În acest context, **dezideratele sfârșitului de mileniu** ar fi:

- *să ne cunoaștem mediul înconjurător,* de la Soare, la planete și Pământ, de la mediul local, la cel global, deoarece toate formează un singur întreg;
- să *ne încredem în discernământul celor inteligenți și buni*;
- să nu mai facem jocurile celor avizi după putere și bani!

BIBLIOGRAFIE

Airinei Şt. (1972), *Geofizica*, Tipogr.Univ. Buc., Bucureşti.

Airinei Şt. (1974), *Originea, evoluţia şi structura internă a Pământului*, Colecţia „Ştiinţa pentru toţi", Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Airinei Şt. (1977), *Geneza Pământului*, Colecţia „Ştiinţa pentru toţi", Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Airinei Şt. (1977), *Geofizica pentru geologi*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

Airinei Şt. (1982), *Pământul ca planetă*, Ed. Albatros, Bucureşti.

Allaby A., Allabay M. (Eds.) (1987), *The Concise Oxford Dictionary of Earth Sciences*, Oxford University Press, Oxford.

Armaş I. (1995), *Einige Erläuterungen zu dem Entwicklungsablauf der europäischen Pie(d)montauffassung*, RR–Géogr., **39.**

Armaş I. (1995), *Geometria fractală – o nouă dimensiune în geografia fizică*, Geographica Timisensis, IV.

Armaş I., Benea I. (1996), *Hazard and Informational System in Geomorphology*, The Second Regional Geography Conference „Geographical Researches in the Carpathian-Danube Space", Timişoara.

Armaş I. (1997), *Influenţe antropice în dinamica stratului de ozon*, Analele Univ. Oradea, seria geogr., **7.**

Armaş I. (1998), *Geomorfologie experimentală – concept şi metodă*, Analele Univ. „Spiru Haret", seria geogr., **1.**

Atanasiu I. (1961), *Cutremurele de pământ din România*, Ed. Academiei, Bucureşti.

Barrow J.D. (1988), *The World within the World*, Oxford University Press, Oxford.

Barrow J.D. (1991), *Inner Space and Outer Space*, în *The Centenary Gifford Lectures*, Spurway N. Blackwell, Oxford.

Barrow J.D. (1991), *Theories of Everything: The Quest for Ultimate Explanation*, Oxford University Press, Oxford.

Barrow J.D. (1994), *Originea Universului*, Ed. Humanitas, Bucureşti.

Barrow J.D., Tipler J. (1986), *The Anthropic Cosmological Principle*, Oxford University Press, Oxford.

Bălan Şt., Cristescu V., Cornea I. (1982), *Cutremurul de pământ din România de la 4 martie 1977*, Ed. Academiei, Bucureşti.

Bălteanu D. (1992), *Natural hazards in Romania*, RR–Géogr., **36.**

Bălteanu D., Dinu M., Cioacă A. (1989), *Hărțile de risc geomorfologic*, S.C.G.G.G.–Geogr., XXXVI.

Beatty J.K., O'Leary B. (1982), *The New Solar System*, Cambridge University Press, Cambridge.

Beaujeu-Garnier J. (1971), *La géographie: méthodes et perspectives*, Massen, Paris.

Berger A.L. (1975), *La paleoclimatologie quantitative du Quaternaire*, Bruxelles, Rev. des Ouest. Sc. **146**.

Berger A.L. (1978), *Théorie astronomique de paléoclimats, une nouvelle approche*, Bruxelles, Bull. Sc. Belge de Géol., **87** – 1, 2.

Bertrand G. (1968), *Paysage et géographie globale*, Toulouse Rev. geogr. des Pyrenees du Sud-Ouest, **39**, 3.

Beug H.J. (1968), *Probleme der Vegetationsgeschichte in Südeuropa*, Ber. Dtsch. Botan. Ges. **80**.

Billings M.P. (1946), *Structural geology*, Prentia Hall, Inc., New York.

Birot P. (1959), *Précis de géographie physique générale*, Armand Colin, Paris.

Blackwelder E. (1931), *Desert Plains*, J. Geol., **39**.

Bleahu M. (1989), *Tectonica globală*, Ed. Științifică și Enciclopedică, București.

Bogdan A. (1954), *Geografia fizică generală*, Litografia Universității Cluj.

Botnariuc N. (1976), *Concepția și metoda sistemică în biologia generală*, Ed. Academiei, București.

Botnariuc N., Vădineanu V. (1982), *Ecologie*, Ed. Didactică și Pedagogică, București.

Bott P.H.M. (1972), *The Interior of the Earth*, Edward Arnold, Edinburgh.

Boutot A. (1996), *Inventarea formelor*, Ed. Nemira, București.

Branchley P.J. (1984), *Fossils and Climate*, John Wiley and Sons. Inc, New York.

Brătescu C. (1926), *Istoria, obiectul și metoda geografiei*, Cernăuți, Analele Dobrogei, V,VI.

Brătescu C. (1967), *Opere alese*, Ed. Științifică, București.

Briggs D., Smithson P., Ball T. (1989), *Fundamentals of Physical Geography*, Canadian Edition, Toronto.

Bronger A. (1968), *Pedimentbildung im warmtrockenen und im periglazialen Klima*? Erdkunde XXII.

Brown L.R. (coord.) (1994), *Starea Lumii, 1991*, Ed. Tehnică, București.

Brunet R. (1970), *Les phénomenes de discontinuité en Géographie*, Mémoires et documents, N.S., **7**, Paris.

Büdel J. (1950), *Die Klimaphasen der Würmeiszeit*, Die Naturwissensch., **37**.

Büdel J. (1981), *Klima–Geomorphologie*, 2 Auflage, Gebrüder Borntraeger, Berlin–Stuttgart.

Busch R.M. (edit.) (1993), *Laboratory manual in Physical Geology*, Macmillan Publishing Company, New York.

Carr M.H. (1984), *The Geology of the Terrestrial Planets*, N.A.S.A. SP. **469**, Washington D.C., U.S.A.

Cayeux A., Brunier S. (1982), *Les Planètes*, Bordas, Paris.

Chaitin G. (1987), *Algorithmic Information Theory*, Cambridge University Press, Cambridge.

Chattermole P. (1992), *Mars. The story of the Red Planet*, Chapman & Hall, London–New York–Tokyo–Madras.

Chorley R.J. (1972), *Spatial Analysis in geomorphology*, Pentice Hall, London.

Chorley R.J., Kennedy B.A. (1971), *Physical geography*, Pentice Hall, London.

Ciulache S. (1985), *Metodologie şi climatologie*, Tipogr. Univ. Buc., Bucureşti.

Ciulache S. (1985), *Climatele globului*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Claval P. (1977), *La nouvelle géographie*, P.U.F., Paris.

Cole J., King C.A.M. (1968), *Quantitative geography. Technics and theories in geography*, J. Witley, London.

Constantinescu L. (1974), *Mesaje ale Pământului în descifrări actuale*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

Constantinescu L., Enescu D. (1995), *Cutremurele din Vrancea în cadrul ştiinţific şi tehnologic*, Ed. Academiei, Bucureşti.

Cornea I., Lăzărescu V. (1980), *Tectonica şi evoluţia geodinamică a teritoriului României*, Centrul de fizica Pământului şi seismologie, Bucureşti.

Coteţ P., Nedelcu E. (1976), *Principii, metode şi tehnici moderne de lucru în geografie*, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Crutzen P.J. (1970), *The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content*, Quart. J.R. Met. Soc., **90**.

Dauphine A. (1995), *Chaos, fractales et dynamiques en géographie*, Reclus, Montpellier.

Davies M.E. (1976), *Mercury: A Post-Mariner 10 Assessment*, Space Science Reviews, XXIV.

Davies P. (1994), *Ultimile trei minute. Ipoteze privind soarta finală a Universului*, Ed. Humanitas, Bucureşti.

Davis W.M. (1909), *The geographical cycle*, Cap. 13 în *Geographical Esays*, New York.

Demangeot J. (1987), *Les milieux «naturels» du globe*, 2e édition, Masson, Paris.
Demaret J., Lambert D. (1994), *Le principe anthropique*, Armand Colin, Paris.
Depuis H. (1992), *Les Océans*, Rageot, Paris.
Dewolf Y. (1965), *Interet et principes d'une cartographie des formations superficialles*, Caen, France.
Dietz R.S. (1961), *Continent and ocean evolution by spreading of the sea floor*, Nature, **190**.
Dietz R.S. (1963), *Collapsing continental rise: an actualistic concept of geosynclines and mountain building*, J. Geol., **71**, 3.
Dietz R.S. (1966), *Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises*, Amer. Journ. Sci., **264**, 3.
Dietz R.S. (1967), *Passive continents, spreading sea floors, and continental rises: A reply*, Amer. Journ. Sci., **265**, 3.
Donisă I. (1987), *Bazele teoretice şi metodologice ale geografiei*, Litografia Univ. Iaşi.
Dorobanţu C. (1980), *Apariţia şi evoluţia vieţii*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Dragomir V., Ghiţău D., Mihăilescu M., Rotaru M. (1977), *Teoria figurii Pământului*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Durand-Dastès F. (1992), *Les eaux douces*, Rageot, Paris.
Eddy J.A. (1979), *A New Sun, the Solar Results from Skylab*, N.A.S.A. SP. **402**, Washington D.C., U.S.A.
Elkins J.W., Thompson T.M., Swanson T.H., Butler J.H., Hall B.D., Cummings S.O., Fisher D.A., Raffo A.G. (1993), *Slowdown in the growth rates of atmospheric chlorofluorocarbons 11 and 12*, Nature, London.
Elliot J., Kerr R. (1985), *Rings: Discoveries from Galileo to Voyager*, Cambridge University Press, Cambridge.
Espenak F. (1987), *Fifty Year Canon of Solar Eclipses: 1986–2035*, Sky Publishing Corp., Cambridge.
Florescu C. (1989), *O călătorie prin sistemul solar*, Ed. „Ion Creangă", Bucureşti.
Forrester J.W. (1979), *Principiile sistemelor. Teorie şi autoinstruire programată*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Fort M. (1992), *La Terre*, Rageot, Paris.
Frimescu M. (1991), *Ozonul atmosferic*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Frimescu M., Manea L. (1993), *Rezultate ale Experimentului Arctic European de Ozon Stratosferic*, Mediul înconjurător, IV, 4.

Frimescu M., Şerban R., Ognean T., Dumitrescu C. (1994), *Stratul de ozon atmosferic şi protecţia acestuia*, Mediul înconjurător, V, 3.
Fujii N. (1994), *Global tectonic styles on Venus*, J. of Geol. Soc. of Japan, **100**, 1.
Fukao Y. (1992), *Seismic tomogram of the Earth's mantle: Geodynamic implications*. Science, **258**.
Gamov G. (1968), *O planetă numită Pământ*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.
Gamov G. (1969), *O stea numită Soare*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.
Garnier F. (1958–59), *L'étude du milieu géographique est-elle possible*? Cahiers de géogr. de Québec.
Gavăţ I. (1959), *Curs de interpretare geologică a măsurătorilor geofizice*, Inst. Petrol, gaze şi geologie, Bucureşti.
Gavrilov V.P. (1980), *Călătorie în trecutul Pământului*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
George P. (1961), *Existe-t-il une géographie appliquée*? Ann. de Geogr. Paris, LXX, 380.
George P. (1970), *Les méthodes de la géographie*, P.U.F., Paris.
Giovanelli R. (1984), *Secrets of the Sun*, Cambridge University Press, Cambridge.
Grasu C., Maftei Al. (1989), *Ce ştim despre Lună*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Gribbin J. (1989), *Le ciel déchiré. Pouvons-nous sauver la couche d'ozone?* Sang de la terre, Paris.
Grumăzescu M. (1974), *Opinii privind operarea teoriei sistemului în geografia modernă*, S.C.G.G.G.–Geogr., XX, 1.
Gutenberg B. (1959), *Physics of the Earth's Interior*, Academic Press, New York–London.
Gutenberg B., Mohorovičić S. (1924), *Über die Konstitution des Erd- und Mondinneren*, Astronomische Nachrichten, **220**, 5271.
Hahn H.M. (1978), *Die Erde, Sonne und Planeten*, Köln.
Haken H. (1983), *Advanced Synergetics, Instability Hierarchies of Self-Organizing System and Devices*, Springer Verlag, Berlin.
Hamblin K.W., Christiansen E.H. (1990), *Exploring the Planets*, Macmillan, New York.
Harrington P.S. (1997), *Eclipse! The What, Where, When, Why, and How Guide to Watching Solar and Lunar Eclipses*, John Wiley and Sons, Inc, New York.
Hawking St. W. (1988), *Wormholes on Spacetime*, Physical Review D, **37**.
Hawking St. W. (1988), *A Brief History of Time: From the Big Bang to Black Holes*, Bantam, New York.

Heinrich W. (1974), *Vegetaţia Pământului în perspectivă ecologică*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

Hess H.H. (1962), *History of ocean basins*, în Angel A.E.J. et al., eds., *Petrological Studies*, A, Volume in Honor of A.F. Buddington, Geol. Soc. Amer.

Hettner A. (1889), *Die Entwicklung der Geographie im 19 Jahrhundert*, Geogr. Zeitschrift, IV.

Humboldt Al. von (1855), *Kosmos, Entwurf einer physischen Weltbeschreibung*, Stuttgart.

Hunt G., Moore P. (1981), *Jupiter*, Rand Mc. Nally & Company, New York–Chicago–San Francisco.

Hunt G.E. (1982), *The Planet Venus*, Londra.

Ianoş I. (1992), *Stabilitate şi instabilitate în sistemele geografice*, Terra, XXIV (XLIV), 1–2.

Ianoş I. (1994), *Riscul în sistemele geografice*, S.C.G.G.G.–Geogr. XLI.

Ichim I., Rădoane Maria (1986), *Efectele barajelor în dinamica reliefului*, Ed. Academiei, Bucureşti.

Ielenicz M. (1991), *Regiunea naturală ecuatorială*, Terra, nr.1.

Ielenicz M. (1996), *Geografie fizică generală*, Centrul de Multiplicare al Facultăţii de Geografia Turismului, Univ. Creştină „Dimitrie Cantemir", Sibiu.

Isacenco A.G. (1960), *Cartografierea fizico-geografică*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

Jeans J. (1930), *L'Univers*, Payot, Paris.

Jones B.W. (1984), *The Solar System*, Pergamon Press, Oxford.

Jouzel J. (1989), *Gaz carbonique et climat: le temoignage du passé*, Clefs CEA, 13, Paris.

Kaiser B. (1966), *Les devision de l'espace géographique dans les pays sous-devéloppés*, Ann. de géogr., LXXV, Paris.

Kalbermatten de G. (1979), *The Advent*, Life Eternal Trust Publ., Bombay.

Kalesnic S.V. (1959), *Bazele geografiei fizice*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

Kerr R. (1994), *A new portrait of Venus: thick – skinned and decrepit*, Planetary Science, **263**.

Kumazawa M., Maruyama Sh. (1994), *Whole earth tectonics*, J. of Geol. Soc. of Japan, **100**, 1.

Laberenne P. (1949), *Originea lumilor*, Ed. de Stat, Bucureşti.

Larson R.L. (1991), *Geological consequences of superplumes*, Geology, **19**.

Lăzărescu V. (1980), *Geologia fizică*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

Leszczycki S. (1973), *Perspectiva şi dezvoltarea în ştiinţele geografice*, Terra, 3.

Linde A.D. (1985), *The Universe: Inflation out of Chaos*, New Scientist.
Linde A.D. (1991), *Particle Physics and Inflationary Cosmology*, Gordon & Breach, New York.
Lovelock J. (1986), *La terre est un être vivant: l'hypothèse Gaia*, Ed. Rocher, Paris.
Lupei N. (1975), *Geologia în prezent şi în viitor*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Lupei N. (1977), *Biosfera*, Ed. Albatros, Bucureşti.
Lupei N. (1979), *Dinamica terestră*, Ed. Albatros, Bucureşti.
Mackinder Halfort I.O. (1887), *On the Scope and Methods of Geography*, Proct. of the R. Geogr. Soc., N.S., IX.
Malcuit R.J., David M.M., Ronald R.W. (1992), *A Gravitational Capture Origin for the Earth – Moon System: Implication for the Early History of the Earth and Moon*, Geology Dept. & Univ. Extension, The Univ. of Western Australia, 22
Mamelin L.E. (1964), *Géomorphologie globale, géographie totale*, Assoc. intern., Cahiers de géogr. de Québec, VII, 16.
Maros de L'oro A. (1860), *La geografia come scienza*, Rev. Geogr. Italiana, LXVII, 2.
Martonne Emm. de (1981 şi 1985), *Lucrări geografice despre România* (traduceri), Ed. Academiei, Bucureşti.
Maruyama Sh. (1994), *Plume tectonics*, J. of Geol. Soc. of Japan, **100**, 1.
Maruyama Sh., Kumazawa M., Kawakami Sh. (1994), *Towards a new paradigm on the Earth's dynamics*, J. of Geol. Soc. of Japan, **100**, 1.
McCulloch A. (1992), *Global production and emissions of bromochlorodifluoromethane and bromotrifluoromethane (halons 1211 and 1310)*, Atmospheric Environment, 24A (7).
Mândrescu N. (1991), *Cutremure de pământ*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Mehedinţi S. (1946), *Premise şi concluzii la Terra*, Imprimeria naţională, Bucureşti.
Mehedinţi S. (1967), *Opere alese*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.
Melchior P. (1970–73), *Physique et dynamique planetaires*, Vander, Bruxelles, I–IV.
Mihăilescu V. (1945), *Consideraţii asupra geografiei ca ştiinţă*, Bibl. Inst. cerc. geol. rom., seria A, 1.
Mihăilescu V. (1964), *Regiunea geografică şi regiunea economică*, S.C.G.G.G.– Geogr., XI.
Mihăilescu V. (1967), *La pensee géographique roumaine dans les derniers cent ans*, RR–Géogr., XI, 1.
Mihăilescu V. (1968), *Geografie teoretică*, Ed. Academiei, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1975), *Evoluţia gândirii geografice în România*, Terra, 1.

Mihăilescu V., Roşu Al. (1966), *Traditions de la géographie roumaine. Analyse et syntese en géographie: le rapport entre la société et la nature*, RR–Géogr., X, 2.

Minoura M., Nakaya S. (1991), *Traces of tsunamis preserved in marsh deposits*, J. Geol., 99.

Molina M.J., Rowland F.S. (1974), *Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalyzed destruction of ozone*. Nature (London), 249.

Morariu T., Velcea Valeria (1971), *Principii şi metode de cercetare în geografia fizică*, Ed. Academiei, Bucureşti.

Moţiu A. (1987), *Tratat elementar de fizica Globului*, Ed. Dacia, Cluj-Napoca.

Namiki N., Solomon S.C. (1994), *Impact crater densities on volcanoes and coronae on Venus: implications for volcanic resurfacing*, Science, 265.

Naugle J.E. (1971), *The Pioneer mission to Jupiter*, N.A.S.A., Washington D.C., U.S.A.

O.M.M. (1991), *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1991*, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 25, World Meteorological Organization, Geneva.

O.M.M. (1994), *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994*, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 37, World Meteorological Organization, Geneva.

Pech P. (1988), *Méthode statistique pour la cartographie des zones exposées à des risques (l'exemple de l'Ossola – Italie du nord – 46°N)*, Revue de Geomorphologie dynamique, XXXVII, 2.

Petrescu I. (1986), *Lumi geologice dispărute*, Ed. Dacia, Cluj-Napoca.

Petrescu I. (1990), *Perioadele glaciare ale Pământului*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

Petrov M.P. (1986), *Deşerturile Terrei*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Phillips J. (1995), *Nonlinear dynamics and the evolution of relief*, Geomorphology **14**, 1.

Pişota I. (1987), *Biogeografie*, Tipogr. Univ. Buc., Bucureşti.

Pop I. (1977), *Biogeografie ecologică*, Ed. Dacia, Cluj-Napoca.

Posea Gr. (1966), *Cu privire la o metodologie unică a hărţii geomorfologice generale*, Natura, 2.

Posea Gr. (1971), *Aspecte aplicative ale geografiei*, Tribuna şcolii, **1**, 16, 24 sept.

Posea Gr. (1971), *Retrospectiva şi perspectiva în geografia fizică românească*, Terra, 2.

Posea Gr. (1973), *Sarcinile geografiei privind protecţia mediului înconjurător*, Terra, 4.

Posea Gr. (1975), *Societatea de geografie, retrospectivă şi perspectivă la aniversarea centenarului ei*, Terra, 2.

Posea Gr. (1980), *Către o nouă calitate în cercetarea zonelor sau regiunilor geografice*, S.C.G.G.G.–Geogr., XXVII, 2.

Posea Gr. (1980), *Tratatul de geografie al lui Emm. de Martonne – concepţie, principii, actualitate*, Analele Acad., anul 107 (1973), seria IV, vol. XXIII.

Posea Gr. (1987), *Analiza hărţilor topografice în cercetarea reliefului*, Sinteze geografice, vol. II, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Posea Gr. (1990), *140 de ani de la naşterea lui W.M. Davis*, Terra 1–4.

Posea Gr. (1990), *Geografia generală şi regională (reflexii)*, Terra, 1.

Posea Gr. (1990), *Relieful şi mediul ecologic*, Terra 1–4.

Posea Gr., Popescu N. (1964), *Harta geomorfologică generală*, Analele Univ. Bucureşti, seria geol.-geogr., 1.

Posea Gr., Ilie I., Grigore M., Popescu N. (1970), *Geomorfologie generală*, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Posea Gr., Mândruţ O. (1976), *Geografia fizică generală*, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Posea Gr., Badea L. (1982), *Regionarea geomorfologică a teritoriului României*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Posea Gr., Armaş I., Benea I. (1997), *Cercetări geomorfologice pentru un SIG de amenajare a teritoriului în sensul dezvoltării durabile*, Rev. de Geodezie, Cartografie şi Cadastru, 6, 2.

Posea Gr. (coord.) (1982), *Enciclopedia geografică a României*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Posea Gr. (coord.) (1986), *Geografia de la A la Z (Dicţionar de termeni geografici)*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Prather M.J., Midgley P., Rowland F.S., Stolarski R. (1996), *The ozon layer: the road not taken*, Nature (London), 381.

Prieur M. (1991), *Droit de l'Environnement*, Dallez, Paris.

Prigogine I., Stengers I. (1984), *Noua alianţă*, Ed. Politică, Bucureşti.

Prigogine I. (1992), *De la existenţă la devenire*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

Rabega M., Rabega C. (1974), *Atomi, molecule, ioni*, Ed. „Ion Creangă", Bucureşti.

Racine J.B., Reymond H. (1973), *L'analyse quantitative en géographie*, Presse Univ. de France, Paris.

Ratzel F. (1921–1922), *Antropogeographie*, ed. 4, Stuttgart.
Răileanu Gr., Pauliuc S. (1969), *Geologie generală*, Ed. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Richthofen von F. (1883), *Die Aufgaben und Methoden der heutigen Geographie*, Leipzig.
Ritter K. (1862), *Allgemeine vergliechende Erdkunde*, Berlin.
Roşu Al. (1987), *Terra – geosistemul vieţii*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Saarinen T.F. (1970), *Environmental Perception*, Washington D.C.: N.C.S.S.
Săndulescu M. (1984), *Geotectonica României*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Săndulescu M. (1994), *Overview on Romanian Geology*, Alcapa II, Ed. Inst. Geol. Rom., Bucureşti.
Scheidegger A.E. (1970), *Theoretical Geomorphology*, 2nd edition, Springer Verlag, Berlin.
Scheidegger A.E. (1987), *The fundamental principles of landscape evolution*, Catena Suppl., 10.
Scheidegger, A.E. (1992), *Limitations of the system approach in geomorphology*, Geomorphology, 5.
Scheidegger A.E. (1994), *Hazards: singularities in geomorphic systems*, Geomorphology, 10.
Schmithenner H. (1954), *Zum Problem der allgemeinen Geographie und der Landeskunde*, Münchener Geogr. Hefte, 4.
Schmithusen J. (1976), *Allgemeine Geosynergetik. Grundlagen der Landschaftskunde,* Walter de Gruyter, Berlin–New York.
Schultz P.H. (1976), *Moon Morphology*, Univ. of Texas Press. Austin and London, London.
Semevski P.N. (1960), *Obiectul, metoda şi sarcinile geografiei economice*, Analele rom.-sov., s. geol.-geogr., 4.
Sharp R. P. (1980), *Geomorphological processes on terrestrial planetary surfaces*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8.
Simmons G. (1972), *On the Moon with Apollo 16*, N.A.S.A., Washington D.C., U.S.A.
Solomon S., Albritton, D.L. (1992), *Time-dependent ozone depletion potentials for short- and long-term forecasts*, Nature (London), 357.
Spray J.G., Thompson L.M. (1995), *Friction melt distribution in a multi-ring impact basin*, Nature (London), 373.
Spudis P.D. (1993), *The Geology of Multi-Ring Impact Basins*, Cambridge University Press, New York.

Staub R. (1928), *Der Bewegungsmechanismus der Erde*, Borntraeger, Berlin.

Stephens G.L., Jackson D.L., Wittmeyer I. (1996), *Global observations of upper-tropospheric water vapor derived from TOVS radiance data*, J. Climate, 9.

Strahler A.N. (1963), *The Earth Sciences*, John Weatherhill Inc./Harper & Row. Publishers, Tokyo–New York–London.

Strahler A.N. (1973), *Geografia fizică*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

Strahler A.N. (1980), *Systems theory in physical geography*, în *Physical Geography*, John Wiley and Sons, Inc, New York.

Sun G., Ye Q. (1996), *A study on the variation of drought periods occurring in northwest China and other Africa-Asia continental regions*, Acta Meteorologica Sinica, 10.

Şerban M.E. (1956), *Omul şi astrele*, Ed. Dacia, Cluj.

Taieb M. (1985), *Sur la terre des premiers hommes*, Robert Laffont, Paris.

Taille R. (1972), *L'extraordinaire réportage de Mariner 9 sur Mars*, Science et Vie, CXXII, 657.

Taille R. (1972), *À la recherche de la planète perdue*, Science et Vie, CXXII, 658.

Tarling D.H., Tarling M.P. (1978), *Deriva continentelor*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Taylor S.R. (1992), *Solar System Evolution – A New Perspective*, Cambridge University Press, New York.

Tazieff H. (1966), *Când Pământul se cutremură*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Thornthwaite C.W. (1961), *The Task Ahead*, Ann. of the Ass. of Amer. geographers, L 1, 4.

Tolman R.C. (1934), *Relativity, Thermodynamics, and Cosmology*, Clarendon Press, Oxford.

Toma El. (1978), *Prin sistemul solar*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Tricart J., Cailleux A. (1965), *Introduction à la Géomorphologie climatique*, Soc. d'édition d'enseign. Supérior, Sorbonne, Paris.

Troimov A.M., Soloduho N.M. (1985), *Despre teoria unică a câmpului geografic* (în lb. rusă), Izv.Vesesoiuz. gheoge. obscevstva, 1.

Turcotte D.L. (1974), *Membrane tectonics*, Geophys. Journ. Royal Astron. Soc., **36**, 1.

Turcotte D.L. (1987), *A fractal interpretation of topography and geoid spectra on the Earth, Moon, Venus and Mars*, J. Geophys., 92.

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI

Turcotte D.L. (1995), *Fractals and chaos in geology and geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge.

Uliescu M. (1998), *Dreptul mediului înconjurător*, Ed. Fundației „România de Mâine", București.

Ursu I. (1973), *Energia atomică*, Ed. Științifică, București.

Vâlsan G. (1931), *Elementul spațial în descrierea geografică*, Lucr. Inst. geogr., Univ. Cluj, IV.

Vâlsan G. (1939), *Sensul geografiei moderne*, B.S.R.R.G., LVII.

Vidal de la Blache P. (1922), *Principes de Géographie humaine*, Paris.

Wegener A. (1937), *La genèse des continents et des océans. Théorie des translations continentales*, Armand Colin, Paris.

White G.F. (1963), *Science and the future of arid lands*, U.N.E.S.C.O., Paris.

White G.F. (editor) (1974), *Natural Hazards, Local, National, Global*, Oxford University Press, London, Toronto, New York.

Williams G.E. (1981), *Polarity changes in the Suns magnetic field*, Nature, **291**, 5817.

Wilson T. (1966), *Did the Atlantic close and reopen*? Nature, **211**, 5050.

Wilson T. (1968), *Static or mobile Earth: the current scientific revolution*, Am. Phil. Soc. Proc., 112.

W.R.I. (1992), *World Resources 1992–1993: a guide to the global environment*, Oxford University Press, Oxford.

Zăvoianu I. (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Ed. Academiei, București.

Zirker J.B. (1995), *Total Eclipses of the Sun*, Expended ed., NP: Princeton University Press, Princeton.

$x^{X}x$ (1980), *Scientific Results of Pioneer Venus Project*, nr. spec. J. of Geophysical Research, LXXXV, A. 13.

$x^{X}x$ (1990), *Der grosse JRO Atlas de Astronomie*, JRO Kartographische Verlagsgesellschaft mbH, München.

$x^{X}x$ (1972), *Mic dicționar enciclopedic*, Ed. Enciclopedică Română, București.

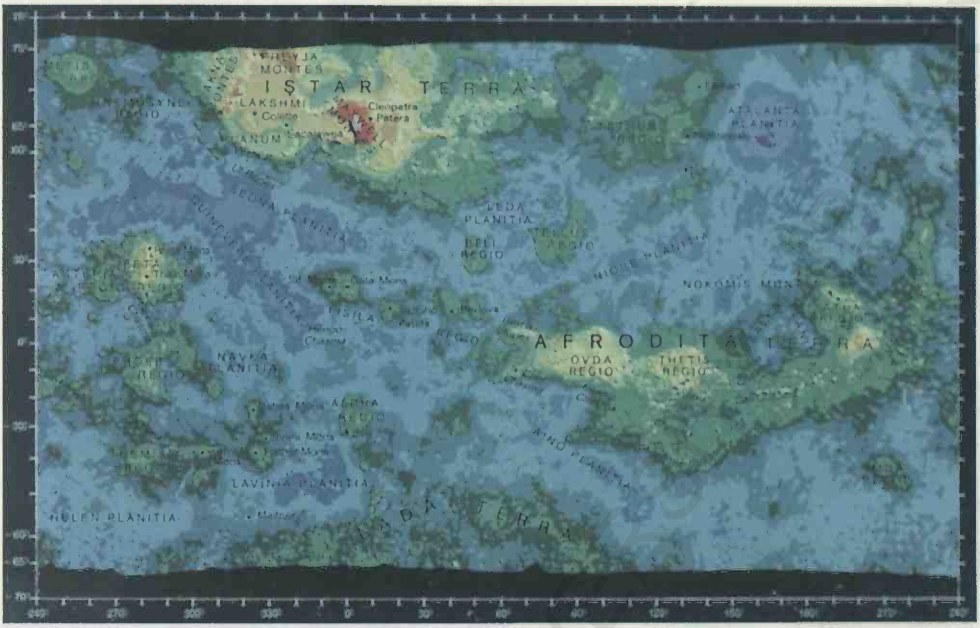
$x^{X}x$ (1993, 1996), *Dicționar enciclopedic*, vol. I–II, Ed. Enciclopedică, București.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI

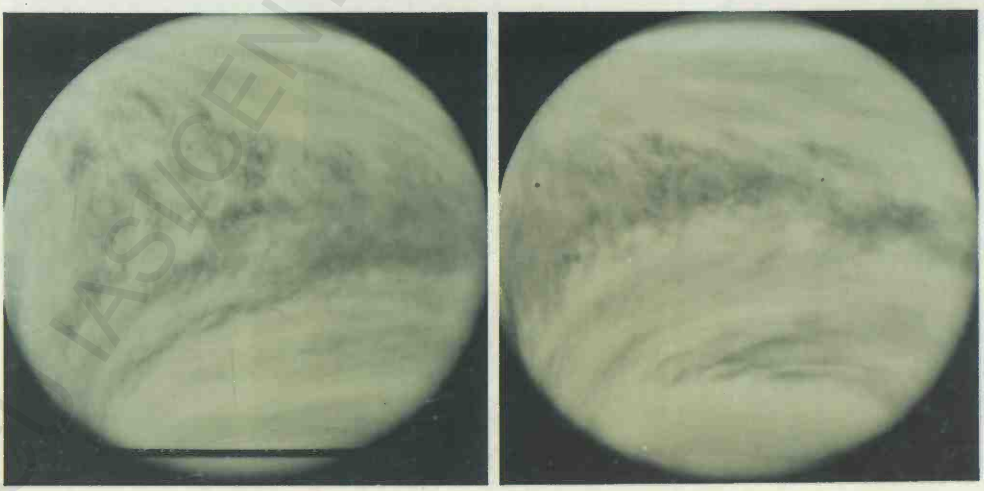
Tiparul executat la R.A. „Monitorul Oficial"

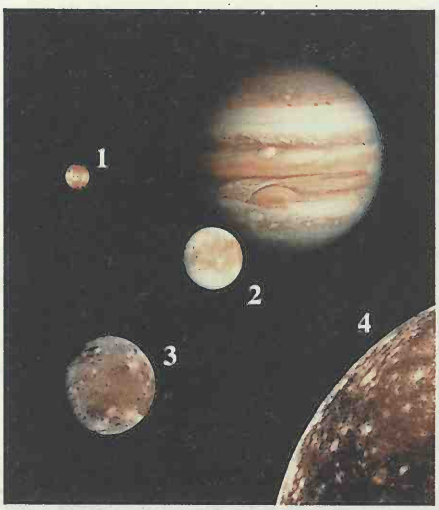
BCU IAȘI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Imagine radar a planetei Venus. Cu albastru apar reprezentate zonele joase, nuanțele de verde, galben și roșu indică regiunile din ce în ce mai înalte (N.A.S.A.)

„Y"-ul culcat din atmosfera lui Venus realizează o rotație completă în jurul planetei în patru zile (N.A.S.A.)





Jupiter și cei patru sateliți descoperiți de Galilei în 1610: 1. Io; 2. Europa; 3. Ganimede; 4. Callisto

Imaginea planetei Jupiter luată de sonda *Voyager 1* în 1979 (stânga). Se observă structura în benzi și numeroasele vârtejuri din atmosfera înaltă, mai ales în emisfera sudică. Inelele lui Jupiter (dreapta sus) au margini clare și sunt mult mai subțiri față de cele ale lui Saturn (N.A.S.A.)

Io

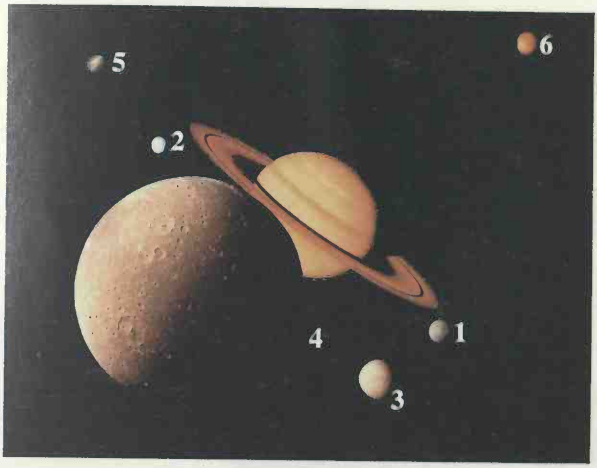
Europa

Ganimede

Callisto

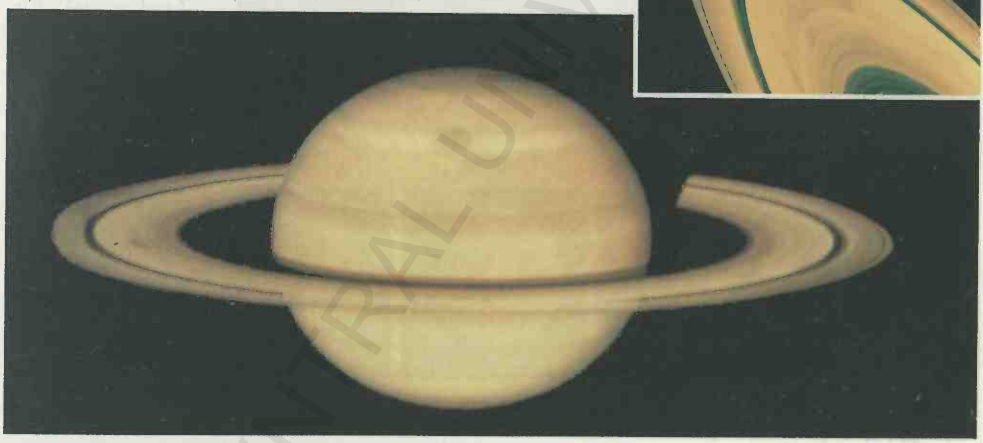
BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI



Saturn și sateliții săi: 1. Mimas; 2. Enceladus; 3. Tethys; 4. Dione; 5. Rhea; 6. Titan

Saturn și inelele sale. Apare evidentă discontinuitatea Cassini (detaliul din dreapta sus) și structura planetei în benzi paralele cu Ecuatorul (N.A.S.A.)



Enceladus

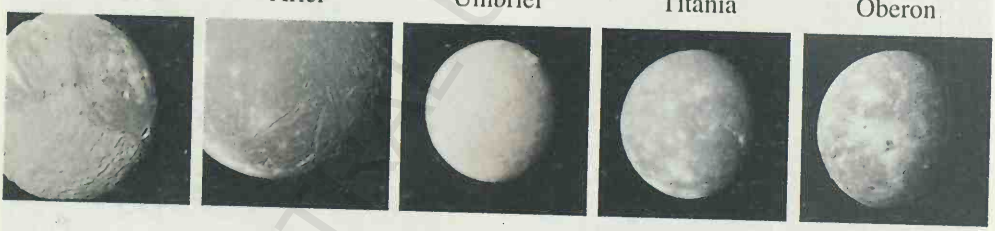
Titan

Iapet

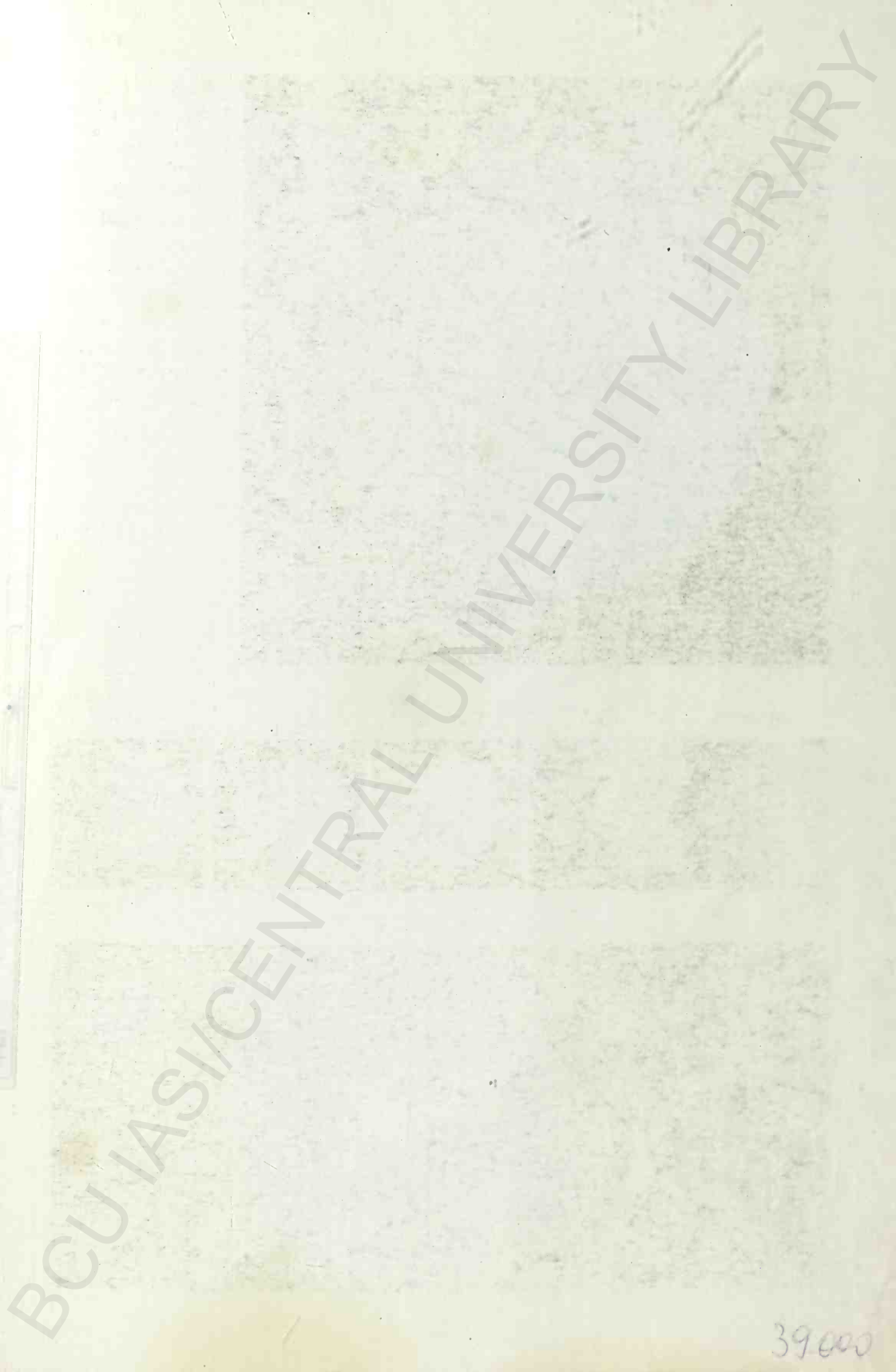
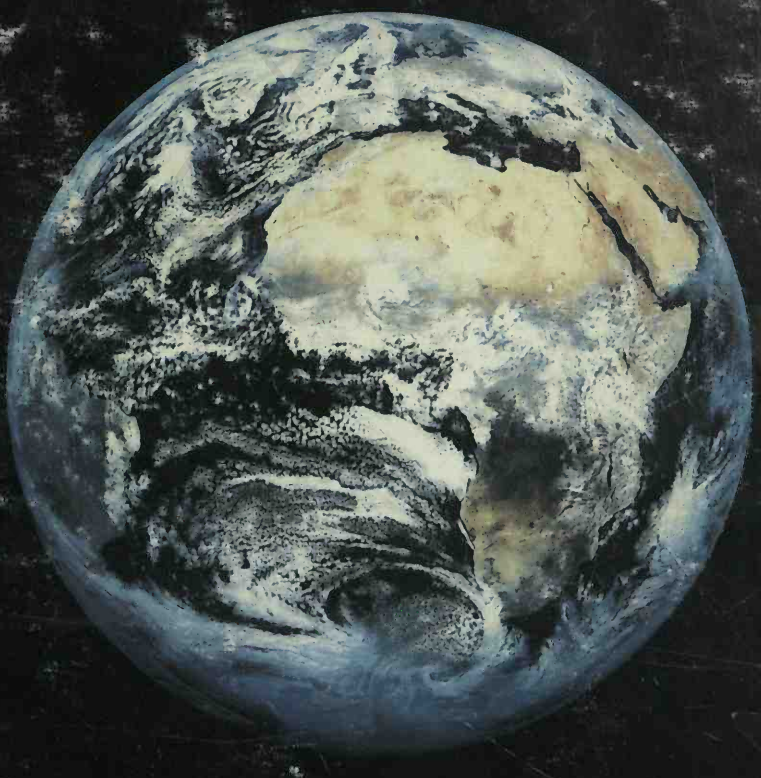
BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Imaginea planetei Uranus realizată de pe *Voyager 2* la 17 ianuarie 1986. Culoarea albastră este rezultatul absorbției luminii roșii de către cantitatea mare de gaz metan din atmosfera rece și clară a planetei (N.A.S.A.)

Miranda Ariel Umbriel Titania Oberon



Neptun (N.A.S.A.)


BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY
39000

Omul are o existență ritmică, influențată de mișcările și ciclurile întregului Univers. Ciclurile Naturii se regăsesc în ritmurile biologice, în ritualurile sociale, în tradiții, calendare și normele comunității umane. Numai comuniunea naturii umane cu Natura asigură compatibilitatea și dialogul lor. La nivelul expresiei științifice, doar printr-un studiu complex intra- și interdisciplinar se poate ajunge la explicarea multor necunoscute privind originea și dinamica relațiilor dintre om și Cosmos, la esența existenței umane. Știința care se pretează cel mai bine acestui rol de legătură interdisciplinară este geografia, respectiv, geografia fizică.